2012

Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ

СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2012

Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ

Материалы XLIV Тектонического совещания

31 января – 3 февраля 2012 г.

Москва
ГЕОС
2012

ББК 26.323
О 51
УДК 549.903.55(1)

Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ**.** Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. – 496 с.

ISBN 978-5-89118-567-8

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-06003-г)

Ответственный редактор
Н.Б. Кузнецов

Позднепалеозойско-раннемезозойские платформенные толщи, дислоцированные в открытые складки с близмеридиональными пологими шарнирами. Северная часть Земли Норденшельда, средняя часть западного побережья о. Западный Шпицберген. Вид с горы Вёринг (Vøringen) на юго-юго-запад. Фото Н.Б. Кузнецова.

© ГИН РАН, 2012
© ГЕОС, 2012

Е.В. Алейников[1]

Геологическая модель строения и нефтегазоносность Мессояхского порога (Западная Сибирь)

Нами рассмотрена история геологического развития уникальной по своим характеристикам структуры регионального порядка на северо-востоке ЯНАО и в Красноярском крае – Мессояхского порога, впервые закартированного И.И. Нестеровым, Н.Х. Кулахметовым, В.С. Бочкаревым и другими в 1984 году в результате структурного анализа [3]. Основным материалом при этом являлись данные сейсморазведки 2Д (региональные профили 108, 109, 34, маршрут 14, площадные работы МОВ ОГТ). Первоначально порог выделялся как крупная суперструктура и включал в себя Нурминский мегавал на Ямале. Однако последующие сейсморазведочные работы и уточнения структурного плана показали наличие между Парусовым и Новопортовским поднятиями глубокого прогиба. По современным данным порог протянулся в субширотном направлении от Тазовской губы до Енисея на расстояние более 550 км (по оси структуры) при среднем поперечнике 40–60 км, расширяясь на северо-восток до 100 км. Таким образом, можно говорить о линейном характере порога, при этом его продольная ось изгибается в S-образной форме. На фоне крупнейших структур Западно-Сибирской геосинеклизы – Александровского, Сургутского, Нижневартовского и Красноленинского мегавалов, имеющих преимущественно округлые очертания, Мессояхский порог явно стоит особняком, обладая уникальной амплитудой до 1200 м по кровле юрских отложений.

Ещё одной особенностью порога является главный этап роста структуры, датированный неокомским временем, а не раннеюрским, как предполагалось ранее. Это означает, что он не является унаследованной структурой, а представляет новообразование. Так же в результате проведенных исследований мы пришли к выводу, что Мессояхский порог развивался не как единое целое, а является суперпозицией локальных ростов отдельных более мелких структур, слившихся в конечном итоге в одну макроструктуру. Отдельно стоит упомянуть, что в этом районе по данным МОВ ОГТ закартированы мощнейшие толщи чехольных триасовых отложений, с которыми связывают перспективы на нефть и газ.

[1] ОАО Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), 625016, г. Тюмень, Пермякова 46, sibnac@sibsac.ru

В состав порога входит целый ряд положительных и отрицательных структур I и II порядков, линейно вытянутых вдоль большой оси и обобщенных одной замыкающей изогипсой по отражающему сейсмическому горизонту Т1. С запада на восток амплитуда поднятий ощутимо увеличивается. Так, на Парусовом поднятии максимальная амплитуда по кровле среднеюрских отложений составляет 154 м, восточнее – на Адер-Паютинском – уже более 300 м, на Среднемессояхском – 570 м, а на Соленинском – 820 м. Вместе с этим шарнир складки восстает в этом же направлении: если в районе Тазовской губы глубины залегания оконтуривающей изогипсы оцениваются порядка 4000 м, то на Среднемессояхском поднятии эта величина составляет около 3500 м, на Соленинском – 3000 м, а на Малохетском вале горизонт полностью исчезает из-за размыва. Все поднятия в структурном плане имеют четко выраженную форму и легко читаются. При этом они хорошо обособлены друг от друга.

Поперечное сечение выдержано вдоль оси структуры до Северо-Соленинского поднятия, где ширина порога резко увеличивается вдвое за счет объединения с Танамским мегавалом. Границей между этими крупными структурами служит крупный сдвиговый разлом, впервые закартированный В.А. Балдиным, Н.Я. Куниным и К.Н. Куниным [2]. Возраст разлома определяется как неогеновый и, согласно палеотектоническим реконструкциям, в донеогеновое время Танамский мегавал был более обособлен, чем сейчас.

Ещё одной отличительной чертой является то, что южный склон входящих в порог структур несколько более крутой по сравнению с северным. Это может указывать на возможные подвижки субмеридионального направления, «выдавливавшие» структуры Мессояхского порога на север. Наиболее ярко это заметно на востоке порога, в то время как на западе (Адер-Паютинское, Парусовое поднятия и т.д.) выраженность менее четкая. Явление хорошо прослеживается на структурных планах по кровле фундамента и юрских отложений, однако почти не заметно на более молодых горизонтах, что говорит о раннемеловом времени основных движений. Таким образом, мы снова находим подтверждение тезиса о неокомской главной фазе роста Мессояхского порога.

Так же закартировано огромное количество мелких разрывных нарушений, контролирующих мелкие структуры на изучаемой площади. Это целые серии сбросов, нередко образующих грабеновые впадины. С разломами связано большое количество залежей УВ в нижнемеловых отложениях [1]. Почти все дизъюнктивы приурочены

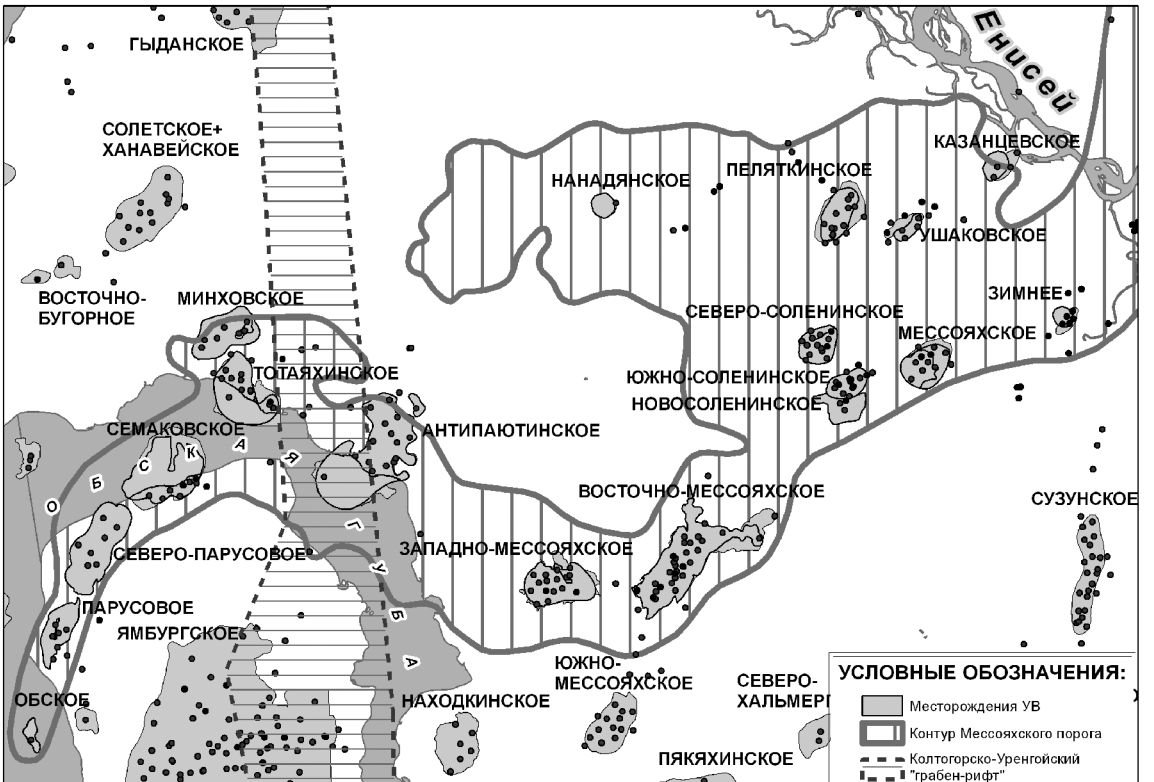


Рис. 1. Обзорная схема расположения Мессояхского порога

к осевой части порога, что говорит о деформации сжатия. Возраст разломов не позволяет говорить о том, что они образовались в какое-то одно время, так как встречаются как древние дизъюнктивы, так и неогенового заложения. Однако наиболее дислоцированной является неокомская часть разреза, что снова наводит на мысль о неокомской главной фазе роста Мессояхского порога.

В пределах Мессояхского порога уже открыты крупные по запасам месторождения (Парусовое, Адер-Паютинское, Мессояхская группа месторождений и т.д.), однако он по-прежнему остается плохо изученным, несмотря на наличие пробуренных скважин, работ 3Д ОГТ, отработанных порядка 20 региональных профилей. Большинство поисково-разведочных скважин на территории порога либо недостаточно глубоки и не вскрывают на всю мощность даже меловые отложения, либо пробурены в неоптимальных условиях. В настоящей работе анализируется современная изученность района по глубине и площади, проводится параллель изученности и открытия залежей УВ-сырья.

Нами проведена оценка этапов развития структур Мессояхского порога на основе изучения структурных карт по отражающим горизонтам Г (кровля сеномана), М (низы апта), Т2 (кровля келловея), Т4 (низы тоара) и А (кровля палеозойского фундамента), карт изопахит между этими горизонтами. На картах продемонстрированы форма и местоположение структур, содержащих уже открытые запасы УВ, на различных этапах развития. Приведена статистика по глубокому бурению, проведено ее сопоставление с глубиной открытых залежей. Так же дано объяснение почему немногие скважины, вскрывшие глубокие горизонты, не дали открытий – значительная часть из них закончены аварийно и не испытывались, либо были пробурены в неоптимальных условиях.

Существует довольно распространенное мнение о том, что вся Западно-Сибирская геосинеклиза контролируется сетью так называемых грабен-рифтов, которые выделяются по данным грави-магниторазведки, и обусловливают нефтегазоносность всей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Среди таковых крупнейшим представителем является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, который вытянулся в субмеридиональном направлении от Новой Земли через Карское море и до самой южной оконечности Западно-Сибирской геосинеклизы [4]. В том числе пересекая территорию Мессояхского порога с севера на юг. Однако само наличие столь крупной и высокоамплитудной структуры, ориентированной в субширотном на-

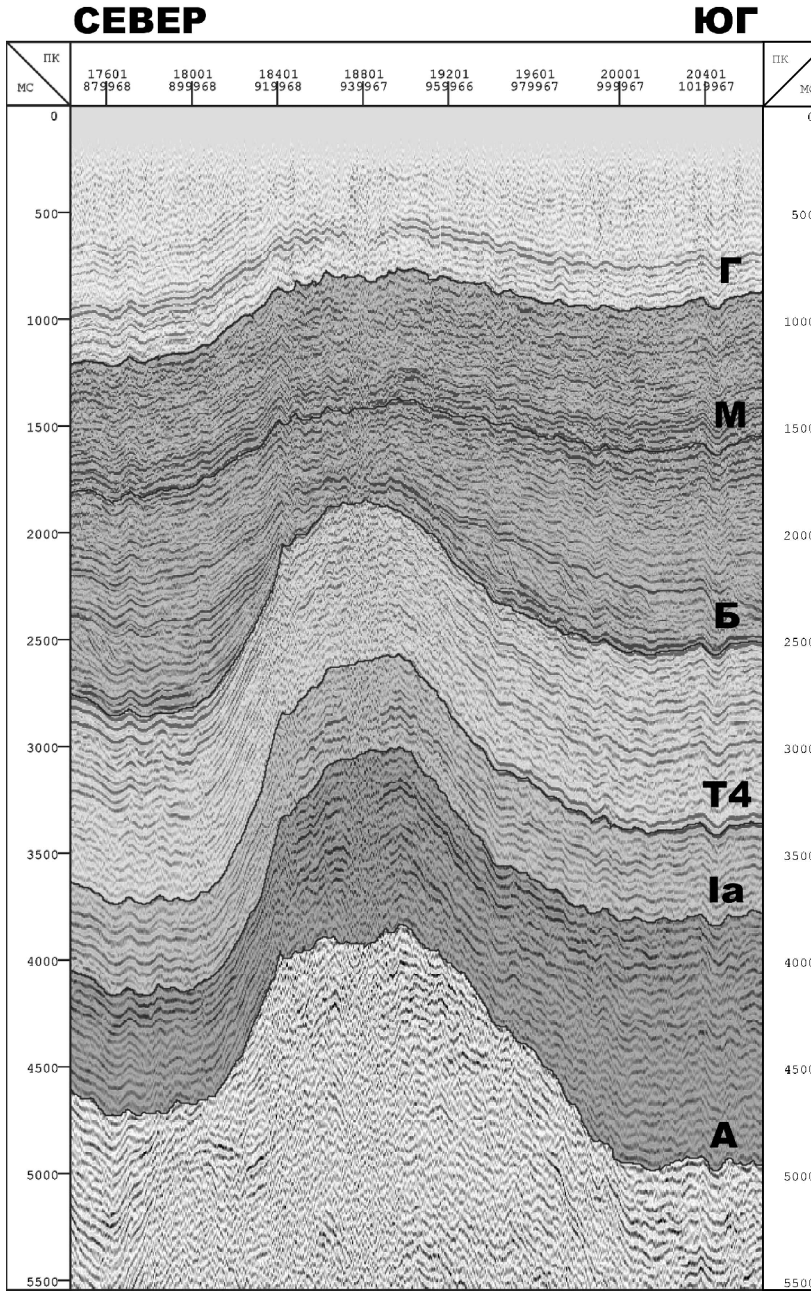


Рис. 2. Фрагмент регионального профиля МОВ ОГТ 108, Мессояхский порог

правлении, надежно закартированной по данным сейсморазведки и подтвержденной глубоким бурением, даёт однозначный и исчерпывающий ответ на вопрос о существовании, а точнее – об отсутствии этого грабен-рифта. Вероятнее всего, это связано с тем, что при выделении грабен-рифтов использовались данные гравиразведки, которая в настоящий момент является устаревшей методикой. Её с успехом заменяет сейсморазведка, дающая более достоверную картину.

Литература

1. *Агалаков С.Е., Бабурин А.Н., Беспалова С.Н., Бочкарев В.С., Коровина И.О.* Особенности геологического строения и нефтегазоносность Среднемессояхского вала // Горные ведомости. 2004. № 1. С. 48-49.

2. *Балдин В.А., Кунин К.Н., Кунин Н.Я.* Новые представления о строении и генезисе диагональной системы мегавалов в Енисей-Хатангском прогибе // Геология нефти и газа. 1997. № 3. С. 26-34.

3. *Нестеров И.И., Кулахметов Н.Х., Бочкарев В.С., Мишульский М.И., Кулаков Ю.Н.* Геология и нефтегазоносность Ямало-Гыданской синеклизы Западно-Сибирской плиты. – 27 Межд. геол. конгр., Москва, 4-14 авг., 1984. Докл. Т.4. Коллок. 04. Геол. Арктики. М., 1984. С. 80-88.

4. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Е.В. Артюшков[1], П.А. Чехович[2]

Некоторые типы вертикальных движений земной коры на континентах, связанные с поступлением в литосферу мантийных флюидов

Анализ погружений коры в платформенных областях обнаружил их сильную неоднородность в пространстве и во времени. Примером может служить девонский эпиконтинентальный бассейн во внутренней части Восточно-Европейской платформы (Московская синеклиза) [1, 2]. В среднем и позднем девоне здесь происходило терригенно-карбонатное и/или карбонатное осадконакопление на очень малых глубинах 10–20 м. В таких условиях при слабых изменениях

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

уровня моря мощность осадков, накопившихся за короткие интервалы времени ~ 1 млн лет, близко соответствовала погружению коры. Как показало детальное рассмотрение, в Московской синеклизе скорость осадконакопления в среднем и позднем девоне резко изменялась во времени, возрастая по всему бассейну на порядок в течение трех коротких интервалов продолжительностью 0.5–1 млн лет. Они относятся к самому началу эйфеля, ко второй половине раннего франа и к началу позднего франа. Эти ускорения темпов седиментации следовали за короткими эпохами локальных проявлений базитового вулканизма на Восточно-Европейской платформе.

Близкое расположение по времени эпох вулканизма и ускоренного осадконакопления указывает на глубинную мантийную природу ускорений погружения коры. Оба эти явления можно связать с поступлением в литосферу небольших объемов поверхностно-активного флюида из нижележащей мантии. Вулканизм был обусловлен понижением температуры плавления в присутствии флюида. Ускорение погружения происходило при инфильтрации в нижнюю кору флюида, что катализировало переход габбро в более плотные гранатовые гранулиты.

Образование ряда глубоких осадочных бассейнов, например Прикаспийского и Южно-Каспийского, Восточно-Баренцевского и Северо-Чукотского сильным растяжением коры не сопровождалось [3]. В отсутствие сильных нарушений изостазии такие погружения требовали значительного уплотнения пород основного состава в нижней коре за счет глубокого метаморфизма, протекавшего в условиях притока флюидов из мантии. Под мощным слоем осадков при повышенной температуре в гранитном слое коры происходит образование граната [4]. Оно приводит к повышению скоростей упругих волн до значений типичных для базальтового слоя на платформах. Вследствие метаморфизма с образованием граната в глубоких осадочных бассейнах гранитный геофизический слой, определяемый по данным ГСЗ, испытывал сильное утонение, иногда вплоть до его полного исчезновения.

В фанерозойское время в эпиконтинентальных бассейнах глубина моря испытывала значительные изменения, часто сопровождавшиеся регрессиями. В эпохи регрессий и размыва на осушившемся шельфе и в прилегающих частях морских бассейнов формировались многочисленные неструктурные (стратиграфические) ловушки нефти и газа. Примером может быть ачимовская толща в Западной Сибири [5]. Изменения глубины моря с амплитудами до 100–200 м и продолжи-

тельностью 1–3 млн лет (циклы третьего порядка) обычно связывают с эвстатическими флуктуациями уровня океана [6 и др.]. Разработана математическая модель, описывающая изменения глубины моря под влиянием эвстатических флуктуаций на погружающихся карбонатных платформах и в областях с медленным силикластическим осадконакоплением. Применение этой модели к опорным стратиграфическим разрезам в крайне мелководных бассейнах в Восточной Сибири, Восточной Балтике и на севере Восточно-Европейской платформы показало, что с позднего кембрия по девон и со среднего карбона по раннюю пермь, за время общей продолжительностью ~ 125 млн лет, амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка не превышала нескольких десятков метров [7, 8]. Исключение представляет поздний ордовик, когда в связи с оледенениями на Гондванском материке имели место несколько эпизодов понижения уровня океана на ~ 100 м. Его понижения на ~ 100 м продолжительностью 100 тыс. лет, обусловленные образованием крупных ледяных щитов, имели место также в карбоне и ранней перми. Они, однако, не сопровождались существенной эрозией и не приводили к образованию неструктурных ловушек.

При относительно стабильном уровне моря в указанные эпохи на платформах неоднократно проявлялись крупные регрессии продолжительностью 1–3 млн лет. Так, в первой половине башкирского века мелководный шельф на западе Восточно-Европейской платформы оказался приподнятым на 150–200 м выше уровня моря, что привело к глубокому врезанию палеорек. В это время на востоке и на севере платформы продолжалось медленное мелководное осадконакопление. Это указывает на то, что башкирская регрессия на западе платформы была обусловлена поднятием коры. Ее можно связать с кратковременным воздействием восходящего потока в мантии [8]. Такого же типа быстрые кратковременные поднятия и погружения коры наблюдались в разные эпохи и на других платформах.

Современная методика прогноза расположения неструктурных ловушек вблизи древних береговых линий основана на предположении, что кратковременные регрессии и трансгрессии в эпиконтинентальных бассейнах были обусловлены эвстатическими флуктуациями уровня Мирового океана. В течение основной части палеозоя такие флуктуации в действительности не превышали нескольких десятков метров. В этих условиях регрессии и трансгрессии в эпиконтинентальных бассейнах на разных континентах, были обусловлены быстрыми вертикальными движениями земной коры. Поэтому для надеж-

ного поиска неструктурных ловушек необходимо в первую очередь изучать распределение поднятий и погружений коры в платформенных областях.

Большинство крупных положительных форм рельефа кристаллических щитов, горных сооружений и высоких плато, сформировались на разных континентах за последние несколько миллионов лет после периода относительной стабильности продолжительностью ≥ 100 млн лет [9]. Крупные поднятия коры проявлялись и в более древние геологические эпохи [10]. На основной части площади эти движения сильным сжатием коры не сопровождались [11 и др.]. Как показывает анализ данных сейсмической томографии [12], в ряде областей поднятия произошли в результате конвективного замещения астеносферой нижней части мантийной литосферы. Быстрое развитие процесса можно объяснить сильным размягчением мантийной литосферы при поступлении в нее мантийных флюидов с проявлением эффекта Ребиндера. Во многих областях с древней корой, например, на Балтийском и Анабарском щитах, наблюдается сильная латеральная неоднородность поднятий. Она указывает на разуплотнение пород на малых глубинах, т.е. в пределах земной коры. Это явление может быть обусловлено повторным низкотемпературным метаморфизмом, диафторезом, развивающимся в породах основного состава при инфильтрации в них флюида из мантии [13]. Для осуществления новейших поднятий за счет разрушения нижней части мантийной литосферы вместе с разуплотнением пород в коровом слое вследствие диафтореза потребовалось поступление в литосферу больших объемов мантийного флюида. Согласно современным представлениям, в мантии Земли содержится объем воды, сопоставимый с ее объемом в Мировом океане [14]. Определение причины поступления флюида за последние несколько миллионов лет в литосферу под разными континентами, а также его состава, потребуют дополнительного анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 09-05-684 и 11-05-00628-а, а также Программы 24 Президиума РАН.

Литература

1. *Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995. 265 с.

2. *Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syneclise (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168.

3. *Артюшков Е.В.* Механизм образования сверхглубоких прогибов: растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика. 2010. № 12. С. 1675–1686.

4. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264.

5. *Шиманский В.В., Хафизов С.Ф.* Моделирование и прогноз зон формирования коллекторов (на примере юрских и меловых отложений Западно-Сибирской плиты). СПб.: Недра, 2002. 191 с.

6. *Haq B.U., Schutter S.R.* A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes // Science. 2008. V. 322, N 5898. P. 64–68.

7. *Artyushkov E.V., Chekhovich P.A.* The East Siberian basin in the Silurian: evidence for no large-scale sea-level changes // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 193. P. 183–196.

8. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Изменения уровня моря и быстрые движения земной коры в платформенных областях в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 10. С. 1567–1586.

9. Неотектоническая карта Мира. Масштаб 1:15 000 000 / Ред. Н.И. Николаев, Ю.Я. Кузнецов, А.А. Неймарк. М., Мингео СССР, Мин. высш. и средн. спец. образ. СССР, 1981.

10. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М., Недра, 1976. 193 с.

11. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Отв. ред. А.Ф. Грачев. М.: Пробел, 2000. 487 с.

12. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 30055–30078.

13. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. С. 117–129.

14. *Stacey F.D., Davis P.V.* Physics of the Earth. Fourth edition. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2008. 513 p.

Д.А. Астафьев[1]

Континентальные и окраинно-континентальные рифты, осадочные бассейны и орогены – взаимосвязанные результаты (следствия) глубинной коромантийной геодинамики Земли

Осадочные бассейны (ОБ), в том числе и нефтегазоносные, рассматривают в настоящее время как литосферные образования, обусловленные внутрилитосферными и, возможно, астеносферными процессами. Однако, данные ГСЗ, сверхглубокого бурения, а также результаты современных сейсмотомографических наблюдений [6] (последние охватывают как верхнюю мантию, так и нижележащий разрез, включая ядро Земли) свидетельствуют о наличии явных неоднородностей в субвертикальной и латеральной структуре не только подбассейновой литосферы и верхней мантии, но и всей нижней мантии, особенно в интервале слоя $D^{//}$ и, вероятно, в верхних слоях жидкого ядра. Неоднородности проявляются в виде расслоенности и разуплотнений, увеличений толщины слоя $D^{//}$ под ОБ, понижений гипсометрии раздела ядро–мантия, вертикально и субвертикально столбчатых структур коромантийной оболочки, повсеместно фиксируемых особенно в интервале консолидированной коры и верней мантии.

Кроме того, зарождение и эволюция ОБ рассматриваются в отрыве от глобальных общегеодинамических коромантийных процессов, в частности, в отрыве от орогенеза, как завершающей стадии аккреции ослабленной рифто- и бассейногенезом области коромантийной оболочки. Осмысление накопленных геолого-геофизических материалов позволило предложить новую модель рифто-бассейно-орогенеза, являющуюся следствием глобальных и глубинных – на всю толщину коромантийной оболочки Земли – геодинамических и магмофлюидодинамических процессов. Предпосылками разработки такой модели явились:

– открытие группировок коромантийных секторов, окруженных поясами апвеллинга–спрединга, объединенных общим поясом или зоной субдукции–дайвинга, представляющих в совокупности реальные земные конвективные ячейки Бенара g-типа [1, 5];

[1] ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия; D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru

– картирование методами сейсмической томографии зон увеличенной (в 2–3 раза – до 300 км и более) толщины слоя $D^{//}$ в основании коромантийной оболочки Земли под ОБ, в частности, под ОБ Сибирского кратона;

– установление расслоенности слоя $D^{//}$ и внешней сферы жидкого ядра ниже раздела ядро–мантия, что связано с активными геодинамическими процессами (фазовыми переходами, и латеральными перемещениями вещества слоя $D^{//}$, а также вещества внешнего ядра Земли) на разделе ядро–мантия;

– установление радиальной и субрадиальной столбчатой структуры коромантийной оболочки Земли на фоне планетарной латеральной расслоенности земной коры, литосферы и мантии [7], являющейся следствием активных геодинамических процессов на разделе ядро–мантия именно во внешних слоях жидкого ядра и слое $D^{//}$;

Конвективные ячейки Бенара g-типа в виде группировок коромантийных секторов эффективно выполняли и выполняют роль теплоотвода наибольшей доли эндогенной энергии Земли. «Запуск» конвективного процесса, вероятно, произошел уже на этапе разогрева Земли около 4 млрд лет тому назад в процессе плавления первичного вещества и появления магматического океана. Именно первоначальная мелкоячеистая конвенция привела к появлению первичных геосинклиналей с островодужной и междуговой субконтинентальной корой. В это время на поверхности Земли по существу формировались своеобразные гипсометрические диполи в виде островных вулканических дуг и задуговых или междуговых рифтов и надрифтовых депрессий – как бассейны первичной седиментации, которые быстро превращались в орогены, увеличивающие объемы поступления осадочного материала. Задуговые и междуговые ОБ и в настоящее время широко распространены в пределах активных окраин континентов, сохранив первоначальный облик [5]

В результате аккреции гипсометрических диполей и продолжающегося повторного образования островных дуг, задугового и междугового рифтогенеза, бассейногенеза и орогенеза сформировались первичные микроконтиненты с континентальной корой. Они практически постоянно были окружены поясами дайвинга–субдукции, где продолжали формироваться островные дуги и новые задуговые и междуговые ОБ, которые в процессе неизбежной аккреции наращивали кору континентального типа.

Как известно из материалов ГСЗ, под формирующимися рифтами и надрифтовыми депрессиями поверхность Мохоровичича занимает

повышенное гипсометрическое положение. Изучение зависимости амплитуды погружения земной коры и, соответственно, толщины осадочного чехла ОБ от амплитуды подъёма поверхности Мохоровичича позволило установить следующую закономерность, а именно, на каждый объем накопившихся пород осадочного чехла в мантию возвращается два объема вещества консолидированной коры в результате её замещения мантийным веществом и подъёма поверхности Мохоровичича [2]. Установленная зависимость, по существу, является законом для ОБ, находящихся в данный момент в активной фазе формирования. А затем происходит старение ОБ, обусловленное неизбежной аккрецией деструктированного коромантийного сектора области рифтогенеза и надрифтовой депрессии, латеральное и вертикальное выжимание осадочного чехла, формирование орогенов с последующей денудацией и пенепленизацией. Так происходило и происходит преобразование коромантийной оболочки континентов в условиях глубинной конвекции. Этот же процесс справедлив также для молодых геосинклинальных поясов и зон на окраинах океанов – через зрелые геосинклинали к молодым и древним платформам.

Анализ и обобщение накопленных геолого-геофизических материалов по строению, геодинамике осадочных и нефтегазоносных бассейнов во взаимосвязи с глобальной геодинамикой Земли позволил сделать следующие выводы.

1. Осадочные и нефтегазоносные бассейны являются по своей природе следствием общепланетарной и региональной коромантийной геодинамики в границах группировок коромантийных плит (секторов), образующих конвективные ячейки Бенара g-типа.

2. ОБ формируются в процессе гравитационного неравномерного погружения (дайвинга) вертикальных и субвертикальных столбчатых тел коромантийного вещества, вызванного подплавлением и перераспределением нижнемантийного вещества на разделе внешнее ядро Земли – мантия, в связи с небходимостью и возможностью реализации для планеты Земля конвективного отвода эндогенной энергии.

3. Неравномерный дайвинг вертикальных и субвертикальных столбчатых тел вызывает изменения полей напряжений в мантийной оболочке, декомпрессию и генерацию в микро- и макрозонах бифуркаций на границах столбчатых тел, плавление мантийного вещества, восходящий магматизм, приводящий к неравномерной деструкции области коромантийной оболочки в контурах ОБ, а главное, деструкцию и неравномерное погружение блоков земной коры (рифтогенез), а затем формирование надрифтовой депрессии.

4. Для ОБ, находящихся на этапе формирования надрифтовых депрессий, главной закономерностью размещения зон нефтегазонакопления в осадочном чехле как на малых, так и на больших глубинах является приуроченность месторождений УВ к гипсометрически приподнятым межрифтовым, внутririфтовым, межразломным и приразломным блокам – в осадочном чехле это своды, мегавалы, валы, террасы, структурные мысы, а для ОБ, находящихся на начальных этапах «старения», добавляются в качестве зон нефтегазонакопления инверсионные и надвиговые структуры [4].

5. Дальнейшая эволюция ОБ связана с их постепенным разрушением, которое обусловлено продолжающимся дайвингом столбчатых коромантийных тел. Этот процесс завершается аккрецией деструктированной области коромантийной оболочки и формированием не только инверсионных и надвиговых структур, но и шарьяжей, вдвигов – то есть структур латерального и вертикального выжимания осадочного чехла, свойственных орогенам. Далее происходит денудация и почти полное (до основания) разрушение ОБ.

Из этих положений вытекают два важных методологических принципа [3]: принцип генетического единства (в тектонофизическом смысле) всех ОБ, включая и нефтегазоносные, даже независимо от их индивидуальных параметров, и принцип индивидуальности, отражающий любые индивидуальные характеристики ОБ, такие как возраст, тектоногеодинамическая приуроченность, стратиграфическая полнота осадочного чехла, размеры и геометрия в плане, геотермический режим, гидрогеология и флюидодинамика, онтогенез нафтидов и т.д.

В настоящее время, когда достигнут высокий уровень освоения УВ ресурсов богатейших нефтегазоносных бассейнов Земли, крупные месторождения УВ могут быть открыты в быстро формирующихся ОБ палеоген-неогенового возраста. Такие бассейны расположены в пределах активных и пассивных окраин континентов, в поясах современного орогенеза. Яркими примерами таких открытий на больших глубинах в недоизученных ОБ коллизионных поясов, на молодых и древних платформах могут быть месторождения Шах-Дениз в Южнокаспийской впадине; Кашаган, Тенгиз, Карачаганак, Астраханское в Прикаспийской впадине; месторождения Лунское, Чайво, Пильтун-Астохское, Киринское, Южно-Киринское и Мынгинское на шельфе о-ва Сахалин в Охотоморском бассейне; Русановское, Ленинградское в Карском море, Каменномысское и Северокаменномысское в Обской Губе, а также в акваториях Баренцева моря

– Штокмановское, Лудловское, Ледовое; в северной части Каспийского моря – Ракушечное, Имени Ю. Корчагина, Хвалынское, Центральное. Подобные открытия ожидаются в морях Восточной Арктики, не исключены они и в Российском секторе Чёрного моря.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31-35.

2. *Астафьев Д.А.* Коромантийные структуры бассейно- и нафтидогенеза // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 24-27.

3. *Астафьев Д.А.* Генетическое единство и индивидуальные различия в строении осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. №2. С. 47-51.

4. *Астафьев Д.А.* Роль рифтогенеза в размещении зон нефтегазонакопления (на примере осадочных бассейнов России) / Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России // М.: Тр. ВНИГНИ. СПб., 2001. С. 37-58.

5. *Астафьев Д.А.* Роль планетарной магмофлюидодинамической системы Земли в тектогенезе, бассейно- и нафтидогенезе. Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2010. С. 39-43.

6. *Пейве А.А.* Проблемы тектоники и геодинамики на 33-ей сессии Международного Геологического Конгресса, г. Осло, Норвегия (обзор) // Геотектоника. 2009. №2. С. 94-103.

7. Широкоугольное сейсмическое профилирование дна акваторий. Ч. II. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. Ю.А. Бяков, И.Ф. Глумов, Л.И. Коган и др. М.: Наука, 2001. 293 с.

В.Ю. Баталев[1], Е.А. Баталева, А.К. Рыбин

Исследование электропроводности ксенолитов и поверхность раздела Мохо

Несмотря на то, что континентальная литосфера в целом подвергнута интенсивному изучению различными геофизическими методами, определить геологическое выражение поверхности Мохоровичича в ней – сложная и до сих пор до конца не решенная задача. Это связано с тем, что современная зона раздела М и верхи мантии континентальной литосферы практически нигде не выведены на поверхность тектоническими движениями, а состав мантийных пород и самой зоны М основывается только на исследовании глубинных ксенолитах [1]. М.Г. Леонов и В.И. Макаров [2] обосновывают вывод о том, что на трансформацию глубоких слоев литосферы, в том числе на формирование разделов между ними и изменение мощности слоев, наряду со структурно-вещественными преобразованиями, происходящими на разных уровнях земной коры и верхней мантии, влияют и дислокационные процессы, отражающие субмеридиональное сжатие и сокращение земной коры в результате коллизионных процессов.

Мультидисциплинарное исследование глубинного строения южного Тянь-Шаня по профилю вдоль 76° в.д. осуществлялось при реализации крупных международных проектов: «Геодинамика Тянь-Шаня», 1996–2000 г. и «MANAS», 2002–2008 г., а также по грантам РФФИ и DFG. В работе [3] проводилась петрологическая интерпретация зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня на основе 2D модели электропроводности нижней коры – верхней мантии [4] в сопоставлении с распределением температуры и с опорой на петрологический анализ лерцолитовых, гранулитовых ксенолитов, эклогитов и на лабораторные измерения, проводимые на сухих образцах глубинных пород.

Модальный состав (%) ксенолитов шпинелевых лерцолитов, собранных в щелочных базальтах Орто-суу, хр. Кокшаал-Тоо, распределен следующим образом: Cpx 8–25, Ol 40–66, Opx 15–30 и Sp ~1–5. Ни один из обнаруженных ксенолитов не содержит амфибола или флогопита. Магнезиальность породообразующих минералов: Ol 0.87–0.91, Opx 0.87–0.91, Cpx 0.87–0.90 и Sp 0.53–0.78. В соответствии с составом шпинели выделены две группы шпинелевых лерцолитов: в первой группе Cr/(Cr+Al) изменяется от 0.08 до 0.11, во вто-

[1] Учреждение Российской академии наук Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан; bataleva@gdirc.ru, batalev@gdirc.ru, rybin@gdirc.ru

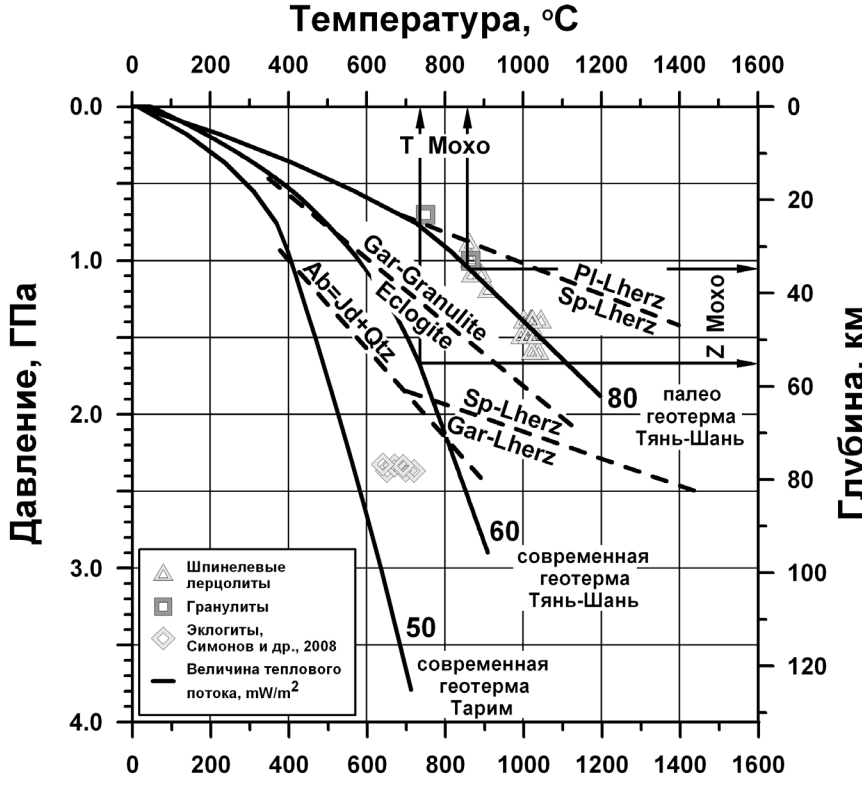


Рис. 1. Термобарометрия нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов из базальтов Орто-Суу, хр. Кокшаал-Тоо и эклогитов хр. Ат-Баши, Киргизстан

рой – от 0.18 до 0.24, что соответствует степени частичного плавления в перидотитах в 0–1% в первой группе и до 7–10% – во второй. Термобарометрия шпинелевых лерцолитов и гранулитов проводилась в Новосибирске, Институте геологии и минералогии СО РАН. По результатам термобарометрии лерцолитов и гранулитов для рассматриваемого участка на момент выноса ксенолитов (рис. 1) сделано два основных вывода: оценены «палео» тепловой поток и «палео» мощность земной коры. Величина теплового потока для рассматриваемого участка около 70 млн лет назад оценивается около 80 мВт/м^2, что значительно выше, чем современный тепловой поток составляющий около 60 мВт/м^2. Мощность земной коры Южного Тянь-Шаня около 70 млн лет назад оценивается по положению границы между гранулитами и шпинелевыми лерцолитами в 35–40 км. В эпоху мезозой-раннекайнозойского выравнивания ее толщина достигала,

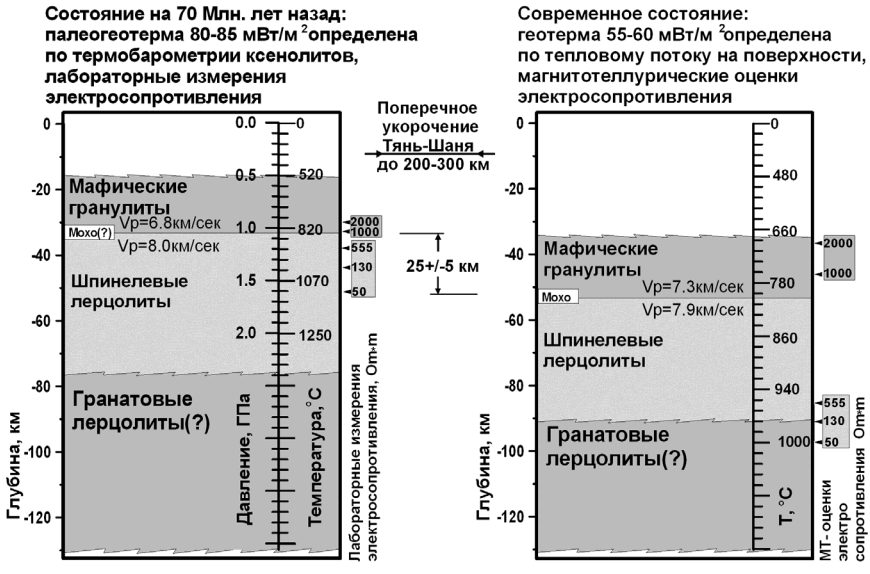


Рис. 2. Состояние литосферы Южного Тянь-Шаня, хр. Кок-Шаал, в мел-палеогеновое время (70 млн лет назад) и в настоящее время

вероятно, значений, близких расположенному севернее Казахстанскому эпипалеозойскому щиту (35–40 км), т.е. была на 20–25 км тоньше коры современного орогена и тоньше палеозойских кор [5].

Эта оценка положения «палео» Мохо подтверждается лабораторными измерениями скоростей сейсмических волн на образцах гранулитов и лерцолитов. Экстраполированные для глубины и температуры современной Мохо (1.8 GPa и 750°C), они составляют для гранулита 6.8 км/сек и 8.0 км/сек для шпинелевого лерцолита. В сейсмических разрезах МОВЗ [5] значения скоростей продольных волн над и под разделом Мохо для Южного Тянь-Шаня оцениваются в 7.3 км/сек и 7.9 км/сек соответственно. Температура на границе Мохо 70 млн. лет назад оценивается около 850 °С, то есть на 100 °С выше, чем сейчас. Современная мощность земной коры под Южным Тянь-Шанем составляет 55 км [6]. На момент доставки ксенолитов на поверхность геодинамическая ситуация в регионе соответствовала вулканизму типа горячей точки с базальтовыми магмами близкими к типу OIB. Это может быть связано с воздействием мантийного плюма [7]. Таким образом, литосфера под Тянь-Шанем являлась более разогретой, чем под Таримским бассейном (рис. 2). Литосфера Тянь-Шаня, согласно [8], являлась почти в 10 раз менее прочной, чем та-

ковая под Таримом. Вдавливание Индийского континента в Евразийскую плиту приводило к сокращению более слабой Тянь-Шанской литосферы, нежели литосферы под Таримом, что привело к утолщению коры Тянь-Шаня приблизительно на 20–25 км.

В работе [1] Ю.Г. Леонов и А.С. Перфильев отмечают, что предположение о динамичности границы М во времени и пространстве легче согласуется с историей тектонически активных элементов земной коры, включающей большие вертикальные перемещения и изменение термического режима.

Описанные в настоящей работе результаты термобарометрии, петрологического анализа и геофизические модели, могут расцениваться как свидетельства динамичности границы М во времени и пространстве.

Литература

1. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10-26.

2. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.

3. *Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V.* State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B01202, DOI:10.1029/2009JB007125

4. *Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C.* Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. 30(15). 1806. doi:10.1029/ 2003GL017455.

5. *Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Knapp J.H., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roecker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23-42.

6. *Рёкер С.* Земная кора и верхняя мантия Киргизского Тянь-Шаня по результатам предварительного анализа GHENGIS широкополосных сейсмических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1554-1565.

7. *Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В.* Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм центральной Азии: данные по базальтам Тянь Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 689-705.

8. *Neil E.A., Houseman G.A.* Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian-Shan in Central Asia // Tectonics. 1997. 16(4). P. 571–584. doi:10.1029/97TC01413.

А.Л. Бейзель[1]

Инверсионная модель циклогенеза как инструмент познания геодинамического режима территорий

В геологической истории Земли чередуются фазы тектонической активности и покоя. Показателями активной геодинамики являются фазы орогенеза, складчатости, вулканической и сейсмической активности и т.д. Среди них орогенез заслуживает наибольшего внимания, если его трактовать в наиболее широком смысле – как эпизоды омоложения рельефа суши и морских акваторий или, что то же самое, изменения структурного плана земной поверхности. В это понятие входят как восходящие движения в области сноса, так и погружение бассейнов седиментации. Важно отметить, что в рамках единого тектонического эпизода эти разнонаправленные движения происходят одновременно.

В экзосфере такие движения производят эффект, который с конца 19 века именуют географическими циклами, т.е. циклами преобразования рельефа. После каждой тектонической фазы омоложения следует длительный период выравнивания рельефа за счет экзогенных процессов. Положительные формы рельефа снижаются, отрицательные повышаются, и форма земной поверхности стремится к геоиду – поверхности равных потенциалов. Новые движения нарушают этот процесс и «перезапускают» его снова и снова. В этом заключается главный механизм циклогенеза, действие которого мы наблюдаем повсеместно в осадочной оболочке. Географические циклы имеют термодинамический аспект. Фазу омоложения рельефа можно рассматривать как передачу эндогенной энергии в экзосферу, а его выравнивание – как диссипацию этой энергии.

Принято считать, что молодому рельефу в осадочных сериях отвечают в общем случае грубозернистые толщи, а стадиям предельной пенепленизации – тонкие осадки, угли, эвапориты и т.п. – в зависимости от конкретных ландшафтно-климатических условий. Выясняется, однако, что это справедливо только для континентальной фациальной области. Дело в том, что континентальные и морские депрессии при прочих равных условиях заполняются по-разному. Аллювиально-пролювиальное заполнение осадочной емкости происходит последовательно снизу вверх – от наиболее пониженных частей к

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

более высоким. В то же время точно такие же депрессии, занятые акваториями, заполняются от краев к центру. Это происходит как результат действия берегового барьера на пути осадочного материала из аллювиальных систем в морские бассейны. В первом случае в разрезе мы имеем проциклиты (от грубых осадков к тонким) как прямую запись тектоно-седиментационных циклов, а во втором будут иметь место рециклиты (от тонких разностей к грубым). Оба цикла, как уже отмечено, формируются одновременно как реакция на единую тектоническую фазу. В результате получается, что в морских разрезах молодому рельефу отвечают глинистые толщи, а стадии пенепленизации – песчаные. Континентальные поверхности выравнивания имеют морские аналоги – это поверхности несогласий в основании регионально выдержанных глинистых толщ. Они являются изохронными поверхностями, а ограниченные ими снизу и сверху тектоно-седиментационные комплексы – настоящими стратонами. Эти положения являются центральными в авторской инверсионной модели циклогенеза [1, 2].

Таким образом, морские разрезы – это наиболее чуткий и надежный индикатор геодинамического режима. На их основе можно анализировать динамику тектонических фаз омоложения рельефа (в широком смысле) и отделять их от периодов тектонического покоя. Данный подход дает целый ряд преимуществ. Во-первых, морские разрезы характеризуются детальным биостратиграфическим расчленением и широкой межрегиональной корреляцией. Во-вторых, здесь наиболее ярко запечатлен прерывисто-непрерывный характер седиментогенеза.

Анализ реальных разрезов с указанных позиций позволяет сделать некоторые важные выводы. Установлено, что так называемые тектонические фазы – это очень кратковременные, мгновенные в геологическом масштабе времени события. В разрезах они имеют «нулевую» мощность, т.е. соответствуют поверхностям раздела циклов. Сами циклы как осадочные тела формируются в периоды тектонического покоя.

Всем известный канон Штилле, который устанавливает эпохи орогенеза, в последующие годы подвергался критике, и большинство исследователей сошлось во мнении, что фазы тектонической активизации на разных континентах имеют различный возраст. В связи с этим возникает вопрос – а как этот возраст определялся? На деле это очень непростая задача. Угловые несогласия как наиболее известный показатель тектонических фаз проявляются преимущественно на периферии чехла, а там разрезы представлены, как правило, континен-

тальными фациями. Особенно остро аналогичная проблема стоит в геоморфологии, где возникает настоятельная необходимость определения возраста поверхностей выравнивания. Задача разработки «стратиграфии поверхностей выравнивания» ставилась в 60-е и 70-е годы прошлого века на самом высоком уровне на Всесоюзных совещаниях и Международных симпозиумах по геоморфологии, но она так и не была решена на практике. И все потому, что не были найдены морские аналоги ПВ.

Морские осадочные циклы интерпретируются либо с позиций традиционной трансгрессивно-регрессивной модели, либо в рамках секвентной стратиграфии. Обе модели основаны на представлениях о постепенных сглаженных кривых колебаний уровня моря. В любом случае эти модели не делают принципиальных различий между подъемами и опусканиями земной коры – эти явления отличаются лишь своим знаком, либо скоростью (быстрые или медленные), но по своей природе идентичны.

Выделение тектоно-седиментационных комплексов ранга стратиграфических горизонтов апробировано автором на примере юры Западной Сибири. Здесь выделено 7 таких комплексов (ярусная привязка приблизительная): зимне-левинско-шараповский (плинсбах), китербютско-надояхский (тоар), лайдинско-вымский (аален), леонтьевско-малышевский (байос–бат – нижний келловей), васюганский (средний келловей – оксфорд), георгиевский (кимеридж) и баженовский (титон–берриас). Поверхности несогласий, ограничивающие эти комплексы, прослеживаются далеко за пределами Западной Сибири, в том числе и в Западной Европе. Более того, установлено, что западносибирские горизонты, сгруппированные в представленном здесь виде, выделяются в Европе лучше, чем западноевропейские ярусы в Сибири. Как известно, ярусы выделяются исключительно на биостратиграфической основе, и они не совпадают с крупными литостратонами даже в своих стратотипах. Тектоно-седиментационные комплексы имеют под собой событийную основу, и поэтому обладают высоким корреляционным потенциалом.

Среди поверхностей несогласий, разделяющих перечисленные комплексы, хорошо известны, пожалуй, только два – раннетоарский и титонский (баженовский), с которыми связываются океанические бескислородные события. Между тем, с ними могут конкурировать и некоторые другие уровни, если рассмотреть их с точки зрения инверсионной (тектоно-седиментационной) модели циклогенеза. Можно отметить два из них. Прежде всего, это уровень резкой активизации

седиментации в ранней юре, которая положила начало формированию мезозойско-кайнозойского чехла. Есть все основания полагать, что это событие имело место не в основании юры, а существенно позже – в плинсбахе, возможно, на рубеже раннего и позднего плинсбаха. Именно так трактуется аналогичное событие на Северном Кавказе и в некоторых других регионах. Важно отметить, что одновременно с активизацией осадочных процессов произошла крупная морская трансгрессия, следы которой отмечаются в разрезах плинсбаха Англии, Франции, Германии, Болгарии, Кавказа, Ирана, Севера Сибири, Якутии, Северо-Востока и Дальнего Востока России, Японии, Канады, США. До сих пор эти два события специалисты «разводят» во времени, считая, что вначале произошла активизация, а лишь затем – трансгрессия.

Другой важный событийный уровень, не получивший пока должной оценки в литературе – это тектоническая фаза в раннем байосе. В это время произошло новое расширение площадей аккумуляции, что отмечается в разрезах Западной Европы, Северного Кавказа, Восточно-Европейской платформы, Печорского бассейна, Туранской плиты, Западной Сибири, Северо-Востока России. На Северном Кавказе и на Скифской плите в это время специалисты отмечают активизацию вулканической деятельности и предполагают развитие процессов субдукции.

Таким образом, инверсионная модель циклогенеза, увязывая в единое целое континентальные и морские осадочные циклы, дает новый инструмент для познания геодинамической истории крупных структур земной коры.

Литература

1. *Бейзель А.Л.* Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5-6. С. 34-44.

2. *Бейзель А.Л.* Аналоги континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах (на примере юры Западной Сибири) // Литосфера. 2009. № 1. С. 103-108.

Т.П. Белоусов, Ш.А. Мухамедиев[1]

Выявление путей миграции углеводородов и оценка коллекторских свойств осадочных горных пород на основе анализа их трещиноватости и альпийских палеонапряжений

Результатам изучения нефтегазоносных месторождений и оценке их запасов посвящено большое количество как зарубежных, так и российских публикаций. Одним из неблагоприятных факторов, с которым сталкиваются специалисты при разведке месторождений, является недостаточно полное знание коллекторских свойств горных пород. Существенно продвинуться в решении проблем поиска месторождений нефти, с нашей точки зрения, позволит более полное понимание закономерностей делимости горных пород на разных масштабных уровнях и особенностей геодинамики осадочных бассейнов Земли. В частности, выделение зон трещиноватости и выявление свойств их проницаемости одновременно с использованием информации о палеонапряжениях в земной коре позволят судить о реальных флюидодинамических режимах, что, в конечном итоге, может указать на места скопления углеводородов.

На основе опыта многолетних тектонофизических и геодинамических исследований в целях познания особенностей трещиноватости горных пород [1–4, 6] разработан один из вариантов методики оценки коллекторских свойств и проницаемости осадочных образований, а также выявления закономерностей их эволюции во времени и пространстве. Идея этой методики изложена работах [1, 2, 6]. В какой-то мере она перекликается с исследованиями И.С. Грамберга, О.И. Супруненко [5], которые рассматривают возможность открытия и закрытия трещин, являющихся путями миграции нефтяных флюидов, при изменении напряженно-деформированного состояния (НДС).

Последовательность выполнения основных операций предлагаемой нами методики следующая:

1. Сбор данных по трещиноватости осадочных горных пород и разломной тектонике; детальный анализ данных с целью выделения древних и современных систем трещиноватости во всем комплексе разновозрастных горных пород; установление основных палеопростираний систем трещиноватости и их зон по отношению к древнему структурному и современному морфоструктурному планам изучаемой территории.

[1] Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; belousov@ifz.ru

2. Реконструкция ориентаций главных осей полей палеонапряжений для периодов геологического времени, в течение которых формировались изученные осадочные горные породы и закладывались направления будущих трещин.

3. Установление направлений сжатия и растяжения по отношению к палеозонам трещиноватости и разрывных нарушений, присущим времени действия реконструированного поля напряжений; выявление систем трещин, которые благоприятно ориентированы по отношению к растягивающим (в девиаторном смысле) напряжениям и которые в конкретный период времени могли служить путями миграции углеводородов.

4. Выявление структурных элементов, благоприятных в разные периоды времени для накапливания углеводородов и формирования залежей нефти и газа; установление на основе анализа закономерностей эволюции палеонапряжений тенденции их развития по направлению к современности.

5. Реконструкция современного поля напряжения на основе анализа механизмов очагов землетрясений, геодезических данных, геолого-геморфологической и др. информации; установление ориентации его осей по отношению к зонам трещиноватости, трещинным коллекторам, разломам, выявление и отбор структурных элементов, наиболее благоприятных для накапливания углеводородов.

Изменения напряженного состояния земной коры в процессе формирования зон трещиноватости приводят к открытию и/или закрытию трещин, являющихся путями миграции нефтяных флюидов. Комплекс предлагаемых тектонофизических и поисковых работ позволит производить разведку месторождений нефти и оценивать их запасы более целенаправленно и достоверно.

Интерпретация фактического материала выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6) и РФФИ 11-05-00970-а 2011-013.

Литература

1. *Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.

2. *Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А.* Выявление путей миграции углеводородов и оценка коллекторских свойств горных пород на основе анализа трещиноватости и палеонапряжений // Перспективные направления, методы

и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. XV Губкинские чтения. Тезисы доклада. М.: Россия, 1999. С. 14-15.

3. *Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А.* Трещиноватость горных пород как индикатор палеогеодинамических процессов // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 320-326.

4. *Мухамедиев Ш.А., Белоусов Т.П.* К проблеме образования первичных нарушений сплошности осадочных горных пород // Материалы XL тектонического совещания: Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 37-41.

5. *Грамберг И.С., Супруненко О.И.* Сдвиги как возможные пути миграции нефти и газа // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 1. С. 75-77.

6. *Belousov T.P., Mukhamediev Sh.A.* Rock jointing and stress state analysis as a tool for hydrocarbons prospecting and extraction // Abstracts of the 3rd International Conference on the petroleum geology and hydrocarbon potential of the black and Caspian seas area. Romania. Bucuresti, 1998. P. 27.

С.Ю. Беляев, И.И. Белякова[1]

История формирования современной структуры осадочного чехла и типы структурных элементов центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы

Анализ современных сейсмических (19, 25, 102 и 105) и палеопрофилей, с проверкой результатов анализа данными бурения вдоль профилей позволяет проследить поэтапное развитие осадочного чехла территории исследования (рис.). Ниже приведено описание истории тектонического развития этой территории; использовались названия структурных элементов, выделенных в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН в 2001 году [1].

В конце юрского периода рельеф подошвы юрского комплекса представлял собой полого наклоненную на восток и погружающуюся в северном направлении поверхность. Рельеф подошвы юрского комплекса был довольно слабо расчленен в южной части территории исследования и более контрастен на севере: к концу юры в подошве юрского комплекса явно выделялась крупная отрицательная структура Большехетская мегасинеклиза и приподнятые по сравнению с ней соседние участки.

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; BelyaevSY@ipgg.nsc.ru; BelyakovaII@ipgg.nsc.ru

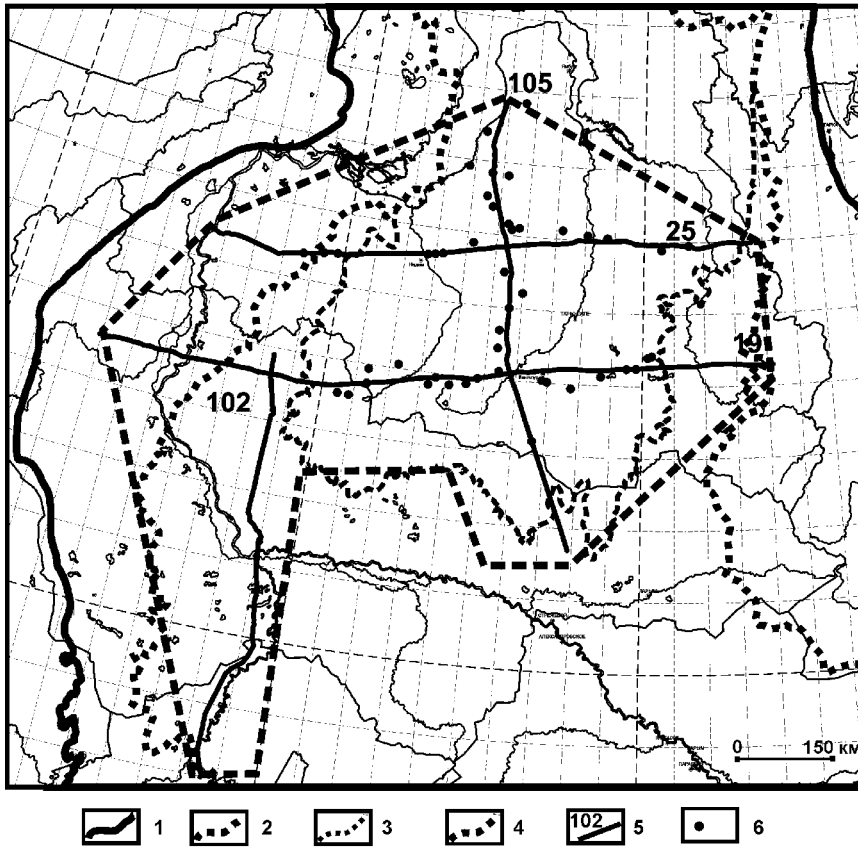


Рис. Обзорная схема территории исследования.
1 – граница Западно-Сибирской геосинеклизы; *2* – граница Внешнего пояса и Внутренней области; *3* – граница Ямало-Карской депрессии и Обской региональной ступени; *4* – область исследования; *5* – линии сейсмических профилей; *6* – скважины, по которым строились схемы корреляции

К концу юры в подошве осадочного комплекса наметились малоамплитудные положительные тектонические элементы, соответствующие современным Часельскому и Медвежье-Нугинскому наклонным мегавалам. Кроме того, в подошве юрского комплекса, а в зонах развития осадочного триаса – в подошве всего осадочного чехла, были заложены крупные отрицательные структуры: северная часть Среднепурского наклонного мегажелоба (на юге территории исследования отрицательная форма желоба не прослеживается) и Надымская гемисинеклиза. Борта наиболее погруженной северной

части территории, соответствующей современной Большехетской мегасинеклизе, были осложнены разрывными нарушениями.

В берриас-аптский и апт-альб-сеноманский этапы развития на территории исследования происходило постепенное общее прогибание Западно-Сибирской геосинеклизы, оно сопровождалось развитием дизъюнктивных нарушений в ее прибортовых и северных областях. На протяжении этих двух этапов область максимального прогибания территории смещалась из восточной части в центральную на берриас-аптском этапе, и снова в восточную часть – на апт-альб-сеноманском. К концу апт-альб-сеноманского этапа наметилась малоамплитудная положительная форма Северного свода.

Турон-кайнозойский этап развития сыграл решающую роль в формировании современной структуры осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы на территории исследования. На этом этапе окончательно оформилась чашеобразная форма бассейна, возросли амплитуды отрицательных и положительных структур, очертания которых были намечены на докайнозойском этапе. Важной особенностью этого этапа является оформление очертаний положительных структур разных порядков, которым на предыдущих этапах соответствовали отрицательные или промежуточные формы рельефа. К ним относятся меридионально вытянутые структуры II порядка: Северо-Красноселькупский мезовыступ, Центрально-Уренгойский, Вынгапуровский, Етыпуровский и Ярэйский наклонный мезовалы; структуры III порядка: Ямсовейское и Юбилейное КП. Значительно выросли амплитуды намеченных ранее положительных структур: Северного свода, Часельского наклонного мегавала и Медвежье-Нугинского мегавала. Склоны поднятий осложнены зонами дизъюнктивных нарушений, вытянутых субмеридионально. Резко отличается история развития Ярудейского мегавыступа: на протяжении всех этапов развития этой структуре соответствовала четко выявляемая в рельефах отражающих горизонтов отрицательная структура, на турон-кайнозойском этапе развития произошло относительное воздымание этого участка и возникновение крупной контрастной положительной структуры. Процессы турон-кайнозойской тектонической активизации сопровождались активным разломообразованием в чехле Западно-Сибирской геосинеклизы.

На территории исследования (север центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы) можно выделить три типа структур. Критериями выделения являются их современная морфология и история развития этой структуры в мезозое и кайнозое. К первому типу (тип

I) относятся субмеридионально вытянутые в плане положительные структуры I и II порядка (Варьеганско-Тагринский мегавыступ, Ярудейский мегавыступ, Северо-Красноселькупский мезовыступ, Центрально-Уренгойский, Вынгапуровский, Етыпуровский и Ярэйский наклонные мезовалы). На докайнозойском этапе эти структуры проявляли себя в рельефе отражающих горизонтов как промежуточные или даже отрицательные структуры, а на турон-кайнозойском этапе испытали резкое относительное воздымание с возникновением положительных форм. Ко второму типу (тип II) относятся структуры I порядка, положительные формы которых были заложены на докайнозойском этапе (Часельский и Медвежье-Нугинский наклонные мегавалы – к концу юры, Северный свод – к концу сеномана). Амплитуды этих структур росли постепенно на протяжении предкайнозойской истории развития, однако кайнозойский этап также сыграл значительную роль в формировании и усложнении их окончательной структуры. К третьему типу (тип III) относятся крупные отрицательные структуры: Большехетская мегасинеклиза, Надымская мегасинеклиза, Среднепурский наклонный мегажелоб. Эти структуры были заложены еще в доюрское время и в течение всей истории тектонического развития испытывали относительное прогибание. Максимально прогнутой отрицательной структурой является Большехетская мегасинеклиза. Субмеридионально вытянутый Среднепурский наклонный мегажелоб развивался неравномерно: его северная часть была заложена в доюрское время, а южная оформилась только на этапе кайнозойской тектонической активизации.

Литература

1. *Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И.* Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, №11-12. С. 1832-1845.

С.Ю. Беляев, И.И. Белякова[1]

Тектонические предпосылки нефтегазоносности осадочного чехла центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы

Расположение месторождений относительно тектонических элементов трех типов, выделенных авторами в центральной части ЗСГ [1] схематически показано на рисунке.

На месторождениях, приуроченных к структурам, главная фаза роста которых соответствует посттуронскому времени (тип I), этаж нефтегазоносности от бата до сеномана. Среди этих месторождений такие гиганты как Уренгойское, Песцовое, Юбилейное, Вынгапуровское, Варьеганское и др. По фазовому составу среди залежей на этих месторождениях встречаются нефтяные, нефтегазоконденсатные, нефтегазовые, газоконденсатные и газовые. Нефтегазоносность структур этого типа обусловлена совпадением во времени основной фазы роста положительных тектонических элементов (ловушек углеводородов) с вхождением нефтематеринских пород юрского комплекса в главную зону нефтеобразования и главную зону газообразования, а газоматеринской меловой покурской свиты в верхнюю зону газообразования.

К структурам I порядка, рост которых начался на дотуронском этапе (Северный свод, Часельский и Медвежье-Нугинский наклонные мегавалы) (тип II) приурочены крупные и гигантские месторождения: Губкинское, Комсомольское, Русское, Южно-Русское, Медвежье и другие. Этаж нефтегазоносности для месторождений, приуроченных к структурам этого типа колеблется от бата до сеномана, а фазовый состав залежей более или равномерно распределен по разрезу, хотя в его верхах преобладают газовые залежи. Детальный анализ нефтегазоносности структур этого типа показал, что, несмотря на то, что рост этих положительных тектонических элементов начался в докайнозойское время (история тектонического развития всех этих тектонических элементов достаточно сходна), главными факторами, определившими нефтегазоносность отдельных структур, явились разный генерационный потенциал материнских отложений и различная глубина их залегания, связанная с их расположением в центральной или бортовых частях Западно-Сибирской геосинеклизы.

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; BelyaevSY@ipgg.nsc.ru; BelyakovaII@ipgg.nsc.ru

К месторождениям, приуроченным к крупным отрицательным структурам, принципиальные черты строения которых оформились к концу юрского периода (тип III), относятся Южно-Таркосалинское, Западно-Харампурское, Южно-Часельское, Береговое, Ямбургское и другие. Для этих месторождений характерны газовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные и нефтяные залежи, распределенные в разрезе от бата до сеномана, причем газовые залежи сосредоточены в верхах разреза, а остальные в его низах и средней части. Анализ показал, что заложение к концу юрского периода крупных отрицательных структур на севере территории исследования обеспечило вхождение нефтематеринских свит юрского комплекса как в главную зону нефтеобразования, так и в главную зону газообразования в наиболее прогнутых частях, это обусловило формирование нефтяных и нефтегазоконденсатных залежей в нижнемеловом комплексе. Нижне- и среднеюрские отложения в южной части Среднепурского мегажелоба достигли главной зоны нефтеобразования и генерировали углеводороды в верхнеюрские коллектора. Кроме того, на кайнозойском этапе происходила генерация газа из меловойпокурской свиты, вошедшей в верхнюю зону газообразования, и одновременный рост структурных ловушек, в результате чего были сформированы сеноманские залежи газа.

Таким образом, анализ стратиграфической приуроченности залежей на месторождениях, относящимся к разным типам структур показал следующее: нефтегазоносность месторождений структур I типа обусловлена совпадением по времени (кайнозойский этап) основной фазы роста положительных тектонических элементов с вхождением нефтематеринских пород юрского комплекса в главную зону нефтеобразования и главную зону газообразования, а газоматеринских отложений покурской свиты в верхнюю зону газообразования. Главными факторами, определившими нефтегазоносность отдельных структур II типа, явились разный генерационный потенциал материнских отложений и различная глубина их залегания, связанная с их расположением в центральной или бортовых частях Западно-Сибирской геосинеклизы. Заложение крупных отрицательных структур (III тип) на севере территории исследования к концу юрского периода обеспечило вхождение на более поздних этапах нефтематеринских свит юрского комплекса как в главную зону нефтеобразования, так и в главную зону газообразования в наиболее прогнутых частях, это обусловило формирование нефтяных и нефтегазоконденсатных залежей в юрских и меловых резервуарах.

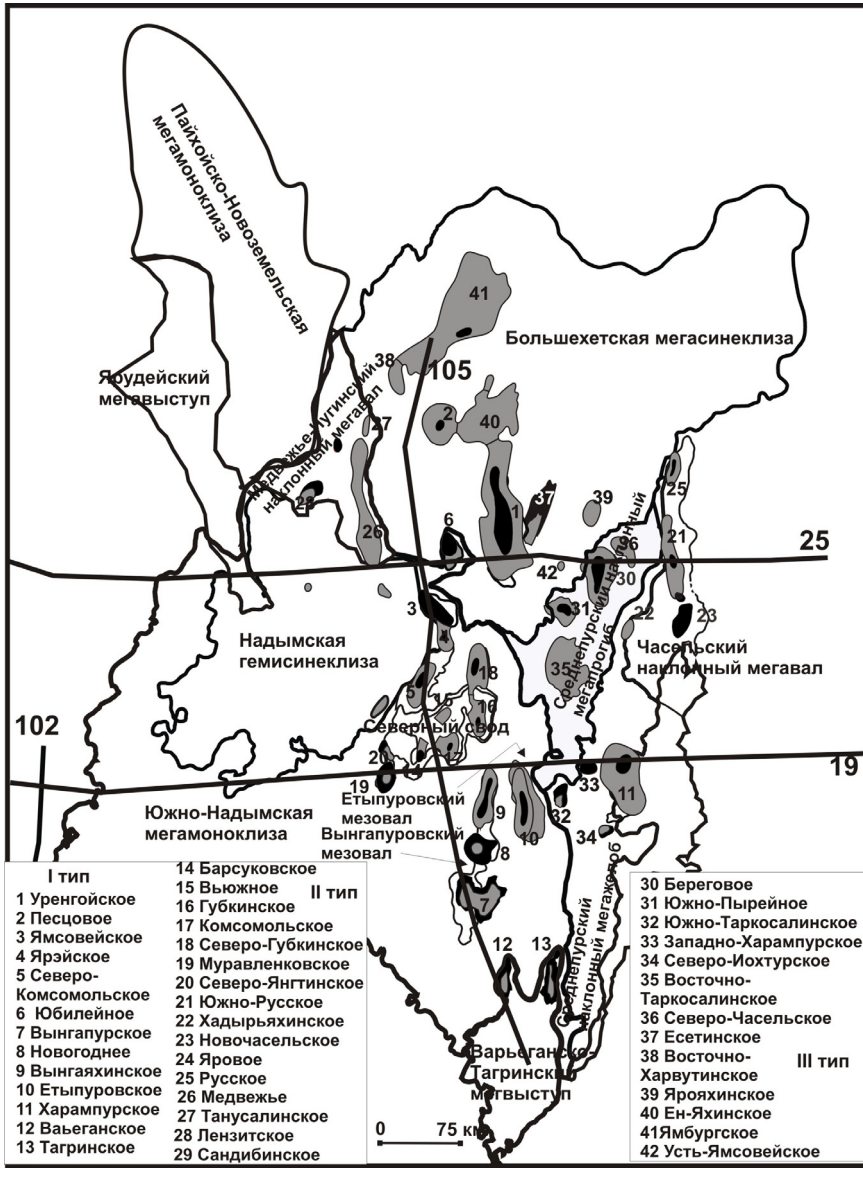


Рис. Расположение месторождений на структурах, относящихся к разным типам

Литература

1. *Беляев С.Ю., Белякова И.И.* История формирования современной структуры осадочного чехла и типы структурных элементов севера центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы // в настоящем сборнике материалов.

В.С. Бочкарев, А.М. Брехунцов[1]

Центробежная, горячая модель развития Западно-Сибирской и Туранской геосинеклиз с двойной асимметрией

Бурение сверхглубоких – СГ-6 и СГ-7, а также глубоких скважин с забоем более 5000 м, которых 23, в комплексе с сейсморазведочными региональными профилями ОГТ, принесло важнейшую информацию для геологического моделирования Западно-Сибирского и Туранского бассейнов с гетерогенными фундаментами. И там, и здесь чехлы резко изменяются по толщине и стратиграфическому диапазону, отображая двойную асимметрию в Западной Сибири и Карском море и ординарную асимметрию в Туранском регионе. В области Тургайского прогиба расположена Кустанайская седловина, которая разделяет обе геосинеклизы. Здесь мощность чехла не превышает 150 м и на фундаменте залегают маастрихтские морские отложения, перекрытые с перерывом эоценовыми кремнистыми глинами, выше которых и шире по площади распространены олигоценовые морские и континентальные отложения.

Начиная от Южного Урала на восток через Тургайский прогиб и Центральный Казахстан прослеживается широкая полоса юрских грабенов и рамповых структур, выполненных молассоидными угленосными отложениями мощностью от 400 м до 1500 (Майкюбенская впадина). Эти впадины, как правило, ограничены взбросами и надвигами и имеют разломно-волнистую тектонику. От Кустанайской седловины к северу и к югу происходит плавное увеличение толщины чехла и наращивание его стратиграфической колонки за счет верхнего мела, затем нижнего мела и верхней юры. В Западной Сибири на широте Тюмени и Омска в составе чехла установлен среднеюрский

[1] Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия; sibnac@sibsac.ru

отдел толщиной в 100 и 250 м соответственно. Аналогичные отложения в Туранской геосинеклизе появляются к востоку-северо-востоку от Аральского моря в Арыскумском прогибе, где выявлено около 10 нефтегазоносных поднятий – Кумкольское, Арыскумское и другие. В указанных районах исчезли среднеюрские грабены. В Западной Сибири в составе доюрского фундамента широко распространены грабены, выполненные триасовой вулканогенно-осадочной туринской серией. В Среднем Приобье в составе чехла местами появляется нижний отдел в объеме тоара. Еще дальше на юг от Кустанайской седловины в составе чехла появляется нижний отдел юры в полном (?) объеме и верхний триас, который развит по периферии Мангышлакской системы дислокаций (Узеньское месторождение и другие) и вдоль Копет-Дагской складчатой системы в виде изолированных плоских депрессий, примыкающих к синхронным складчатым комплексам. В Западной Сибири чехольный средний–верхний триас прослеживается на севере вдоль Северного и Приполярного Урала, к югу от Обской губы, в Уренгойском районе и к северу, уходя по данным сейсморазведочных работ ОГТ в Карское море и на северо-восток в Енисей-Хатангский региональный прогиб (рисунок). Триас данного типа выделяется в тампейскую серию песчано-глинистых пород, которая в скважине СГ-6 Тюменской имеет мощность около 800 м, а в скважине СГ-7 Ен-Яхинской около 1200 м. В кровле тампейской серии местами установлены крупные размывы и юра в этих районах начинается с плинсбахских отложений. Мощность мезокайнозойского чехла в скважине СГ-6 составляет 6422 м, а в скважине СГ-7, которая расположена в 160 км к северо-северо-западу от СГ-6 и на Уренгойском мегавалу – 6920 м, отображая заметную инверсию структур, так как кровля сеноманских отложений располагается на 200 м выше, чем в скважине СГ-6.

Чехол в объеме от триаса до эоцена имеет среднюю скорость формирования в депоцентре Ямало-Тазовской мегасинеклизы 32,6 м/млн лет. При этом максимальной она была в готерив – начало аптского века и составила 112,7 м/млн лет, снизившись до 13,4 м/млн лет в эоцене, после чего начался размыв чехла [1]. На эоцен же приходится максимальная площадь Западно-Сибирской геосинеклизы – около 3,5 млн км^2. Туранская геосинеклиза приобрела максимальные размеры позднее – в начале неогена.

Таким образом, зарождение Западно-Сибирской геосинеклизы началось в триасе с депрессии площадью около 0,6 млн км^2. После этого происходило центробежное ее расширение с севера на юг. В Ту-

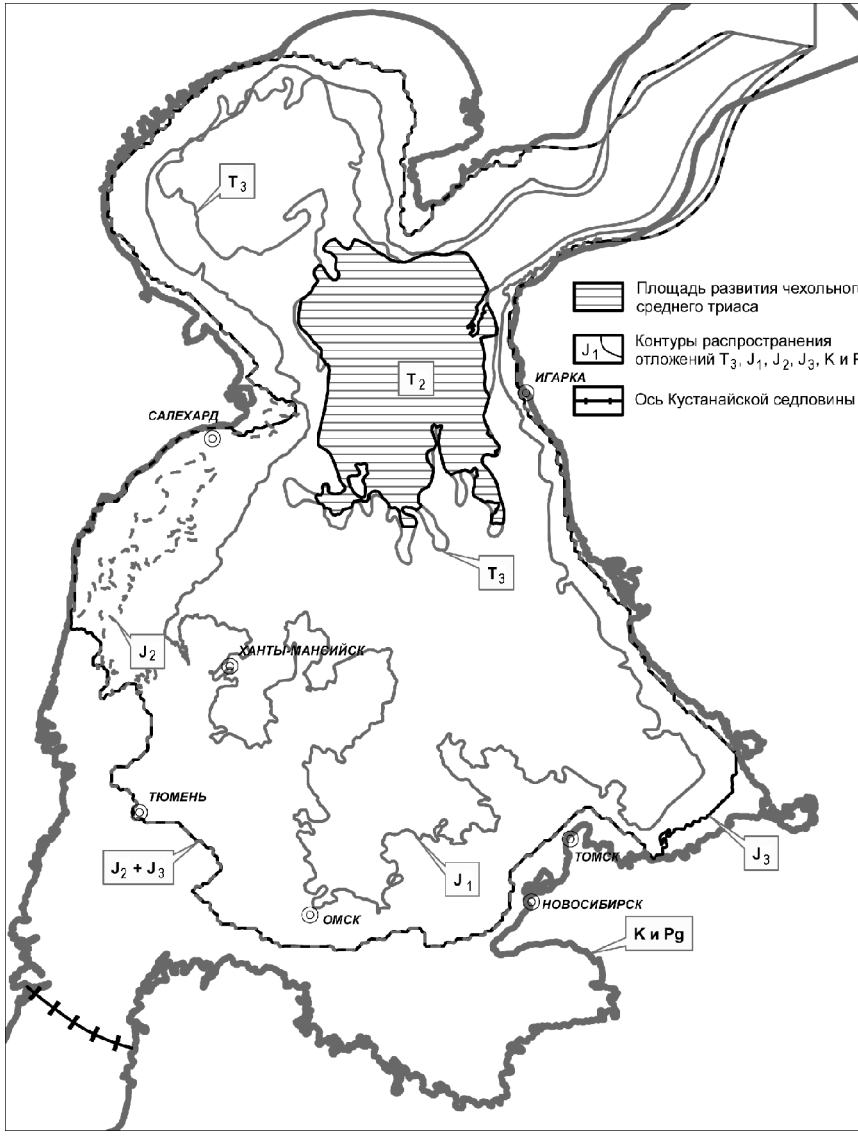


Рис. Модель центробежного развития Западно-Сибирской геосинеклизы

ранской геосинеклизе расширение происходило встречным образом, то есть с юга на север до слияния геосинеклиз в маастрихтском веке. Полный цикл развития геосинеклиз составил 212–205 млн лет.

Примечательной особенностью юга Западно-Сибирского бассейна является последовательное исчезновение грабенов, сначала юрских (глушинская и убаганская серии), затем более древних (челябинская и карашиликская серии), а к северу от Сибирских Увалов не встречено ни одного грабена, выполненного туринской серией. В этих районах появляется терригенная тампейская серия, входящая в состав мезо-кайнозойского чехла мощностью 5 000 м.

Прогибание геосинеклиз после пенепленизации фундаментов началось в условиях горячего фундамента. Этот тезис доказывается несколькими факторами. Во-первых, по катагенезу пород чехла, П.А. Трушковым (1971) установлено, что прифундаментные 200–300 м характеризуются существенно повышенным уровнем. Во-вторых, в кровле фундамента в его выветрелых породах выявлены гидротермальные минералы, в том числе цирконы с возрастом тоарского века и более молодые эпохи тектоно-термальной активизации с возрастом цирконов по U-Pb методу на SHRIMP-II от 160 до 21 млн лет [2, 3]. Все участки повышенной активизации тяготеют к области распространения только нефтяных месторождений и характеризуются аномально высоким – до 74000 г/т содержанием урана в цирконах. В-третьих, в низах чехла в газовой фазе содержание изотопов гелия отвечает мантийному уровню и составляет $58.5*10^{-8}$–$60*10^{-8}$ ($^{3}He/^{4}He$) [4].

К центрально-северной зоне Западно-Сибирской геосинеклизы тяготеют все мегавалы и своды. При этом, в южной половине они сформировались в основном в среднеюрскую эпоху, а на севере – в неокомское и маастрихт-палеогеновое время, когда проявились сдвиги, взбросы, надвиги и другие структуры сжатия. Участки их концентраций местами выстраиваются в 2–3 характерные зоны, пересекающие почти всю геосинеклизу, что доказывает их формирование в условиях сжатия земной коры в объеме почти всей Евразии. В пределах Туранской геосинеклизы с движениями сжатия кайнозойского времени, вероятно, связано формирование выступов фундамента Чарджоуского, Туаркырского, Мангышлакского и Султан-Уиздагского.

Литература

1. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.* Койлогенез и нефтегазоносность // Горные ведомости. 2011. № 2 (81). С. 18-30.

2. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р.* Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2010. № 6 (73). С. 30-42.

3. *Колокольцев В.Г., Ларичев А.И.* Изотопно-геохронологические метки разновозрастных флюидов в рифтогенном комплексе Западной Сибири. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы // Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2008. С. 221-223.

4. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.* Литогеодинамическая модель депоцентра Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2010. № 12 (79). С. 6-21.

В.С. Бочкарев[1]

Является ли Земля расслоенным объектом?

Новые материалы сейсморазведки ОГТ, отработанные специально для получения глубинной информации, свидетельствует о том, что важнейшие границы 01, М и другие, выделенные по КМПВ и ГСЗ, фактически не выделяются и нигде не прослеживаются. На их месте обозначаются только концентрированные облака площадок отражения (домены), которые при соответствующей генерализации могут быть превращены в условные границы.

Эти данные подтолкнули к сравнительному анализу высококачественных материалов по Русской и Сибирской платформам и Чукотке.

Анализ новых материалов, представленных в публикациях, (например, «Модели земной коры и верхней мантии», 2007, Санкт-Петербург) привел нас также к выводу о том, что разделов в Земле как таковых нет, а выделяются сгустковые области, интерпретируемые в качестве поверхностей кристаллического фундамента, поверхности «Мохоровичича» и других.

Такая ситуация выявлена на профилях ГСЗ, пересекающих Русскую платформу, Западную Сибирь, Восточную Сибирь и Чукотку (рис. 1, 2). На рисунках можно видеть, что облако или рой точек (осей синфазности), протяженностью до 50–100 км, замещается другим облаком, расположенным выше или ниже первого уровня, трансформируется в условные границы, которые принимаются за геологические (стратиграфические или поверхности скола). Реально этих границ нет, а интерпретации по моделям КМПВ и ГСЗ всегда были неоднозначными [1–3].

[1] Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

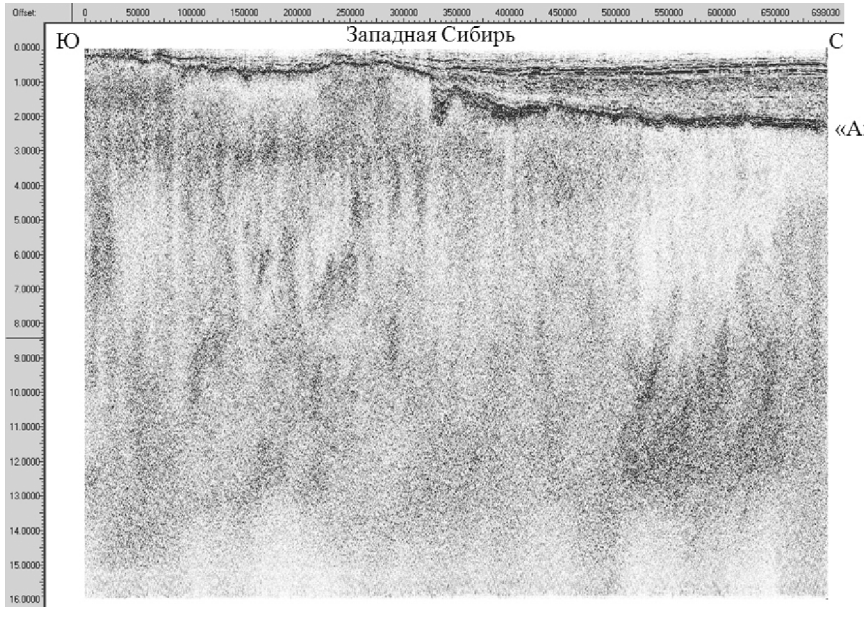


Рис. 1. Временной сейсмический разрез по фрагменту регионального профиля «ЮжСибГеосейсм-2»

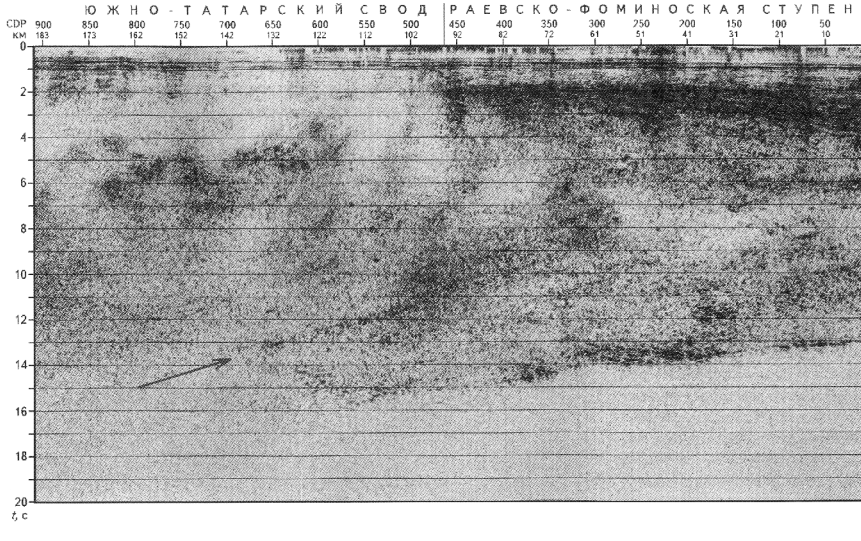


Рис. 2. Строение земной коры в юго-восточной части геотраверса Татсейс-2003 (по Трофимову, 2007)

Поверхность акустического фундамента, где она обнажена или достигнута скважинами, почти всегда оказывается на 1–3 км глубже, позволяя выделить ПСЭ – «промежуточный структурный этаж». Этот ПСЭ в Западной Сибири одно время объявлялся в качестве главного этажа нефтегазоносности, но целенаправленное глубокое бурение позволило разделить его в латеральной направлении на две части – геосинклинально-складчатую и чехольную с тиманским и байкальским возрастом фундамента. Предполагавшееся единство не подтвердилось, как и условия залегания толщ в виде субгоризонтальных объектов. По керну скважин и биостратиграфическим данным установлена резкая разновозрастность пород на одной разведочной площади, высокий их катагенез и углы наклона пород в 45–70º. Среди сланцевых толщ Западной Сибири часто встречаются серпентиниты, габбро и граниты палеозойского и пермо-триасового возраста.

Местами по признаку слоистости в ПСЭ включаются триасовые и юрские толщи, выполняющие разрозненные грабены тафрогенного структурного яруса, что еще больше подчеркивает сборный характер ПСЭ.

Разобраться во всем этом разнообразии помогает сравнительный анализ при достаточно обширной площади исследований, позволяющей увидеть некоторую целостность геодинамических моделей. Отдельно вырванные «особенности» строения крупных объектов могут быть истолкованы превратно. Например, на восточном склоне Урала и в Зауралье развиты две системы триасовых грабенов с надвигами вдоль их восточных бортов. При этом западная система грабенов моложе восточной. Уральские геологи, как правило, дальше Зауралья не рассматривают «особенности» строения и делают вывод о давлении с востока. Однако, на востоке Тургайского прогиба триасовые грабены широко распространены зеркально к Зауралью и имеют надвиги уже вдоль западных бортов грабенов, и молодые из них развиты к востоку, а не к западу. Следовательно, давление шло с запада. Получается противоречие. Соединяя вместе оба эти региона, мы получаем симметричную картину аркогенеза с грабенами и рамповыми ограничениями за счет инверсии свода (аркогена).

В сущности, сейсморазведка не дает нам существенных знаний о толщах, залегающих ниже поверхности кристаллического фундамента и складчатого фундамента, оставаясь дефектоскопией отдельных неоднородностей. Следовательно, в настоящее время резко возрастает роль целенаправленного научного бурения и изучения пород прецизионными методами, включая U-Pb метод по цирконам на ионно-лазерном микрозонде SHRIMP-II.

Литература

1. *Саркисов Ю.М., Вольвовский И.С.* К вопросу о корреляции разрезов земной коры континентов и океанов // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, 1988. С. 173-180.

2. *Пилипенко В.Н., Павленкова Н.И., Верпаховская А.О.* Формирование изображения земной коры путем миграции поля преломленных и закритических отраженных волн // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы научно-практического семинара. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 158-162.

3. *Трофимов В.А.* Особенности строения земной коры нефтегазоносных территорий // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы научно-практического семинара. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 237-240.

М.М. Буслов, Е.В. Солобоева, Д.А. Кох[1]

Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Азии: причины и механизмы формирования внутриконтинентальных орогенов и осадочных бассейнов

В позднем мезозое Центрально-Азиатсткий складчатый пояс претерпел интенсивную тектоническую реактивацию (начавшуюся около 150 млн лет назад) в результате закрытия Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Северо-Китайского континента с Евразией. Этот коллизионный процесс проходил по аналогии с кайнозойской коллизией Индия–Евразия, в результате которой сформирован обширный пояс горных систем и осадочных бассейнов от Тибет–Гималай–Каракорума до Байкальского региона [1, 2]. В силу огромных размеров и меньшей плотности, чем океаническая кора, континентальные блоки Гондваны (Северо-Китайский, Индийский и другие) лишь частично могли погружаться в зону субдукции. В конечном результате этот процесс перерастал в коллизию континентальных масс, которая приводила к мощнейшим деформациям как в зоне столкновения, так и вдали от ее на многие тысячи км, формируя внутриконтинентальные орогены. К числу орогенов такого типа относятся кайнозойский Гималай-Центрально-Азиатский и мезозойский Монголо-Охотский. Изучение указанных орогенов особенно важно с точки зрения выявления взаимосвязей между тектонически-

[1] Институт геологии минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; misha@igm.nsc.ru

ми процессами, действующими на границах плит, внутриконтинентальными деформациями и обстановками формирования осадочных бассейнов. В более древние эпохи происходили аналогичные коллизионные процессы с формированием внутриконтинентальных орогенов, к числу которых относиться Центрально-Азиатский складчатый пояс [3].

Формирование кайнозойской структуры Центральной Азии происходило как результат передачи деформаций от Индо-Евразиатской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон [3–5]. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а микроконтиненты служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Геологические и геохронологические данные трекового датирования апатитов показывают [2, 4–12], что внутренняя часть Азии перенесла значительную мезозойскую активизацию. Конвергенция между дрейфующими на северо-запад фрагментами Гондваны с активной границей Евразии привела к образованию крупномасштабного субдукционно-аккреционного пояса в зоне столкновения и коллизионного внутриконтинентального орогена. Закрытие Монголо-Охотского океана способствовало стыковке Северо-Китайского континета с Северной Евразией. Это привело к монголо-охотской орогении, которая распространялась во внутренние части Северной Евразии за счет реактивации палеозойских структурных сооружений через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов. В результате складчатые области Алтае-Саянской области, Казахстана и южного Урала были реактивированы в периоды ~ 140–80 млн лет с ростом высоких поднятий и горных систем. Фронтальное коллизионное воздействие Северо-Китайского континента на Евразию, представленного в зоне столкновения как мощным гомогенным фундаментом Сибирской платформы (северо-восточная область), так и складчатыми структурами Центрально-Азиатсткого орогена (юго-западная область). Результаты коллизии в северо-восточной области привели к формированию обширного мезозойского складчато-надвигового пояса (Байкальский и Забайкальские регионы, восточная Монголия и северный Китай), характерного для альпийского типа орогенов. Деформации от коллизии Северо-Китайского континента с Центрально-Азиатстким орогеном глубоко проникли и внутрь Северной Евразии на несколько тысяч км. Внутриконтинентальные деформации реактивировали структуру и фиксируются в проявление сдвиго- надвигов

и сдвигов, росту горных систем и поднятий на обширной территории (Алтае-Саянская область, Монголия, Казахстан, Южный Урал).

Северо-восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения жестких структур Северо-Китайского континента и фундамента Сибирской платформы, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. Были сформированы Байкало-Патомская и др. складчато-надвиговые структуры, коллизионные граниты и комплексы разрушения орогена: метаморфические ядра и молассы [13]. В юго-западном звене, на обширной территории Северного Китая, Монголии, Забайкалья, Байкальского региона, Алтае-Саянской области, Казахстана, Южного Урала была образована внутриконтинентальная горная система. Здесь проявились преимущественно сдвиги с амплитудой в несколько сотен километров (Таласо-Ферганский и др.), полурамповые структуры Кузбасского и др. бассейнов.

В результате аккреции и последующей коллизии Северо-Китайского континента с Евразией был сформирован обширный Монголо-Охотский ороген, соизмеримый по размерам с кайнозойским Гималайско-Цетральноазиатским орогеном. Денудация мезозойского орогена привела к образованию осадков, которые были отложены в крупных нефтегазоносных бассейнах, таких как Джунгарский, Таримский, Западно-Сибирский, осадочный материал в которые приносился транзитом речными системами через Канско-Ачинский и Кузнецкий.

Литература

1. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. N 189. P. 419-426.

2. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430-466.

3. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №1. С. 66–90.

4. *Buslov M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21, I. 41. P. 104-105.

5. *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A.V., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 29. P. 205-214.

6. *Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.* Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // J. Geol. Soc. London. 1996. № 153. P. 515-523.

7. *Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25-48.

8. *De Grave J., Van den Haute P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. T. 349. P. 145-159.

9. *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. I. 41. P. 121-122.

10. *De Grave J., Buslov M.H., Van den Haute P.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 29. P. 194-213.

11. *De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V.* From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 26. P. 133.

12. *Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A.* Exhumation of basement-cored uplifts: exampel of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // Tectonics. 2006. V. 25, TS 2008. P. 1-17.

13. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 192 с.

14. *Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.* Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // Sedimentary Geology. 2008. V. 208. P. 45-60.

15. *Allen M.B., Anderson L., Searle R.C., Buslov M.M.* Oblique rift geometry of the West Siberian Basin: tectonic setting for the Siberian flood basalts // J. Geol. Soc. 2006. V. 163, part 6. P. 901-904.

16. *Davies C., Allen M., Buslov M., Safonova I.* Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. P. 307-322.

А.С. Бяков, И.Л. Ведерников[1]

Пермские задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии): седиментологические и палеогеографические реконструкции

Система задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой (Охотский, Аян-Юряхский, Балыгычанский, Нявленгинский и Тайгоносский) представляет большой интерес как в научном, так и в практическом отношении. Здесь встречаются разные по генезису отложения, но наиболее широко распространены глубоководные осадки, образование которых происходило в пределах континентального склона и его подножия, в частности, различные типы гравититов. В современном тектоническом плане рассматриваемым бассейнам отвечают соответственно Охотский массив (террейн) и его обрамление, Аян-Юряхский антиклинорий, Балыгычанский блок, Армано-Вилигинская складчатая зона и Тайгоносская зона, расположенные в Северном Приохотье.

Помимо особой геодинамической специфики, обусловленной связью с вышеназванной дугой, и как следствие этого, присутствием в разрезе различных вулканитов и продуктов их размыва, эти бассейны занимают промежуточное положение между пассивной окраиной Северо-Азиатского кратона (Верхоянским окраинно-эпиконтинентальным морем) и системой Колымо-Омолонских бассейнов, ныне входящих в состав так называемого Колымо-Омолонского супертеррейна. Поэтому рассмотрение особенностей седиментации и палеогеографических характеристик упомянутых задуговых бассейнов представляется весьма важным и интересным.

Пермские отложения ***Охотского бассейна*** представлены мощным (до 7 км), сложно построенным комплексом континентальных и морских (мелководных и глубоководных) отложений, широко распространены вулканиты различного состава [12]. По северо-восточной периферии бассейна фиксируются фации континентального склона, представленные мощными (до 6 км) толщами различных гравититов (макрофации турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов [3]. Достаточно широко распространена особая разновидность дебритов – диамиктиты, объединенные в атканскую свиту. Верхи пермского разреза северо-восточной

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия; abiakov@mail.ru

периферии Охотского бассейна представлены макрофацией мелководных прибрежных песчаников. Охотский бассейн, кроме своей северо-восточной периферии в течение почти всей перми был относительно мелководным, а в его центральной части накапливались континентальные отложения [12].

Аян-Юряхский бассейн на протяжении всей своей истории характеризовался глубоководным седиментогенезом. Его осадки представлены почти исключительно гравититами [4], среди которых широко распространены макрофации различных турбидитов, грейнитов, дебритов, потоков тонкого илистого материала и нефелоидитов. Наибольший интерес представляет особая разновидность дебритов – диамиктиты, образующие атканскую свиту. Именно с нею связана большая часть коренных месторождений золота Аян-Юряхского антиклинория, в том числе одно из крупнейших в мире – Наталкинское, прогнозные запасы которого достигают около 2 тыс. тонн. Диамиктиты в Аян-Юряхском бассейне встречаются и на других интервалах пермского разреза (в частности, они характерны и для омчакской свиты, перекрывающей атканскую). Диамиктиты – своеобразные породы, характеризующиеся присутствием в неслоистом алевритоглинистом матриксе рассеянного материала различной окатанности от песчаной до галечной размерности, представленного, в основном (до 90%), вулканитами среднего и кислого состава. Подробно эти образования рассмотрены нами в ряде публикаций [3, 5 и др.]. Верхняя часть пермского разреза Аян-Юряхского бассейна представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов дегенеративной стадии рифтогенеза в условиях глубоководья. Особенно показательными в отношении их вулканогенной природы являются глинистые разности пород Аян-Юряхского бассейна, обнаруживающие аномально высокое содержание кремнезема (до 73,4 вес. % в пересчете на нерастворимый остаток [8]), что значительно отличает их от обычных глинистых сланцев, содержащих, по [11], лишь 58 % кремнезема. Морфолого-тектоническая природа Аян-Юряхского бассейна пока еще не до конца понятна. Ряд признаков (в частности, ромбоидальная в плане форма) позволяет отнести его к бассейнам типа sphenochasm или pull-apart.

Балыгычанский бассейн на протяжении большей части перми также был глубоководным и характеризовался накоплением различных типов гравититов. Лишь верхняя часть пермского разреза, также как и в Аян-Юряхском бассейне, представлена макрофацией нарушеннослоистых алевролитов. Условия седиментации были сопоста-

вимы с реконструируемыми в Аян-Юряхском троговом бассейне [1]. Сходен и петрофонд, характеризующийся значительной долей вулканитов, поступавших из Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Также как и в Аян-Юряхском бассейне, здесь присутствуют диамиктиты, но их мощность не превышает первых десятков метров. Рельеф дна Балыгычанского бассейна характеризовался значительной расчлененностью, что обусловило существенные фациальные изменения и перепады мощностей осадков на протяжении первых десятков километров.

Нявленгинский бассейн ранее нами включался в состав Балыгычанского бассейна [7]. Полевые исследования 2010 г. и полученные предварительные результаты [6] позволяют рассматривать его в качестве самостоятельного. Характер седиментогенеза во многом сходен с северо-восточной периферией Охотского бассейна. Специфичным является широкое развитие диамиктитов и вулканитов различного состава, в том числе присутствуют лавовые покровы базальтов, андезитов и риолитов небольшой (1–3 м) мощности.

Тайгоносский бассейн в пермский этап развития характеризовался накоплением мощной (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенных турбидитов, связанных с размывом синхронных вулканитов основного состава в пределах тайгоносского отрезка Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Нередко здесь отмечаются мощные пачки (до 400 м) туфов и лав базальтов [9 и др.].

Таким образом, рассмотренные задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги занимают особое место среди остальных пермских бассейнов северо-восточной Азии. Установлено, что снос обломочного материала во все бассейны происходил с юго-востока и юга (в современных координатах), где располагался Охотский микроконтинент и Охотско-Тайгоносская вулканическая дуга, поскольку в этом направлении возрастает грубозернистость пород, их мелководность, отмечаются континентальные фации, увеличивается количество вулканитов, среди них появляются лавы. Кроме общей геодинамической природы эти бассейны объединяют преимущественно глубоководные условия седиментации, ее лавинный характер (скорости осадконакопления на отдельных отрезках времени нередко достигали 1000 и более метров за 1 млн лет, т.е., по А.П. Лисицыну [10], в 10 и более раз превосходили пороговое значение скорости лавинной седиментации). Связь с вулканической дугой определяет общий петрофонд этих бассейнов, представленный продуктами синхронного и субсинхронного переотложения различных вулка-

нитов. Во многом сходен и характер биоты, состоящей преимущественно из редких представителей иноцерамоподобных двустворок, некоторых нукулид и брюхоногих моллюсков [2].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 11-05-98569-р_восток, 11-05-00053 и ДВО РАН, проект 11-III-Д-08-048.

Литература

1. *Бяков А.С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.

2. *Бяков А.С.* Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 47–71.

3. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.

4. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Пермские гравититы Аян-Юряхского седиментационного бассейна (юго-восток Яно-Колымской складчатой системы) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литологического совещ. (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 106–109.

5. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В.* Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

6. *Бяков А.С., Ведерников И.Л., Иванов Ю.Ю., Колесов Е.В.* Новые данные о пермских отложениях Балыгычанского задугового бассейна (Арманo-Вилигинская складчатая зона, Северо-Восток Азии) // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. Материалы V Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения В.П. Амалицкого. М.: Палеонтологический институт РАН, 2010. С. 58–59.

7. *Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В.* Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.

8. *Ведерников И.Л., Бяков А.С.* Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO_2, K_2O, Na_2O) анализа // Литохимия в действии: Матер. Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13–17 марта 2006 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 51–52.

9. Жуланова И.Л., Петров А.Н., Бялобжеский С.Г., Ликман В.Б. К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 135–154.

10. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.

11. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.

12. *Умитбаев Р.Б.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Сер. палеонт. и биостр. Л.: НИИГА, 1963. Вып. 2. С. 5–15.

В.Г. Варнавский[1]

Юго-Восток Северо-Азиатского кратона, Алдано-Майская нефтегазоносная область: седиментогенез, нефтегазоносность

Введение. В средне-позднем докембрии и раннем палеозое на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона существовала обширная дифференцированно развивавшаяся более 1 млрд лет область терригенно-карбонатного седиментогенеза [1, 4, 5]. В результате последующих фанерозойских тектоно-геодинамических событий она испытала существенную архитектурную перестройку с образованием многочисленных разнотипных структур, претерпевших в динамически активных зонах петрофизические и структурные преобразования, но сохранивших адекватность стратиграфического, литолого-фациального, формационного существа разреза, стратиграфическую и литолого-фациальную коррелируемость и взаимосвязь формирования рассматриваемых комплексов.

В работе [2] предложено объединить сложно построенный комплекс Области в Алдано-Майскую краевую синеклизу, а с позиции нефтегазовой геологии выделить её в самостоятельную Алдано-Майскую нефтегазоносную область Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Сибирской платформы. В её состав включены ныне известные структуры Ачуро-Майской (Алдано-Майской) плиты, Юдомо-Майского авлакогена, Южно-Верхоянского синклинория. В пределах плиты выделены тектонические зоны: Учурская, Майская, Усть-Майская (Алдано-Майская), Хандыгская; в Юдомо-Майском авлакогене – Кыллахская Северная и Южная, Сетте-Дабанская (рис. 1).

[1] Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; karpova@itig.as.khb.ru

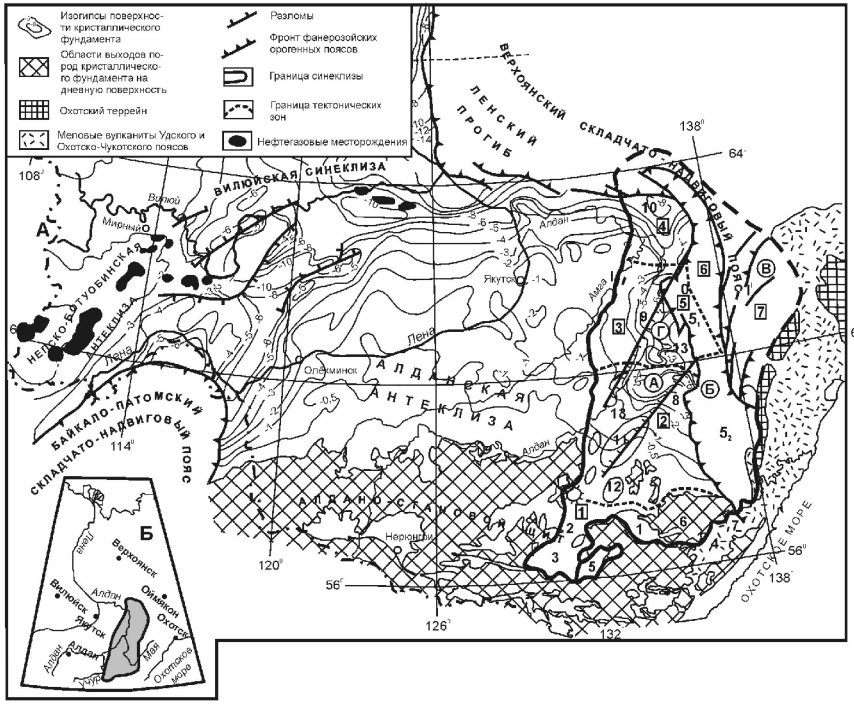
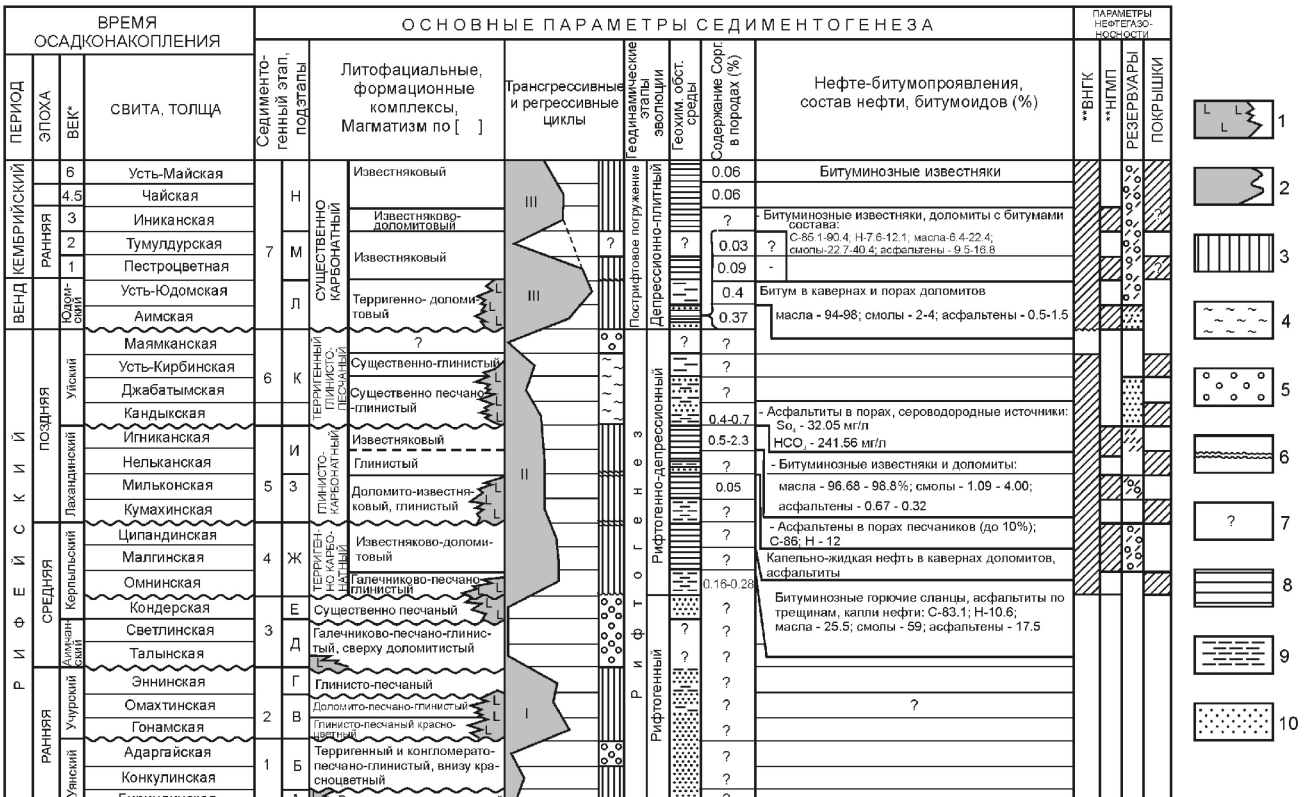


Рис. 1. Тектоническая позиция Алдано-Майской краевой синеклизы юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона в системе основных структур кратона (А) [5, с дополнениями 2, 3]. На врезке: Б – местоположение синеклизы.

Региональные структуры (заглавные буквы на схеме): А – Алдано-Майская (Учуро-Майская) плита; Б – Томпо-Майский (Юдомо-Майский) авлакоген; В – Южно-Верхоянский синклинорий. Тектонические зоны (арабские цифры в квадратах на схеме): 1 – Учурская рифтовая, 2 – Майская, 3 – Усть-Майская, 4 – Хандыгская, 5 – Кыллахская, 6 – Сетте-Дабанская, 7 – Аллах-Юньская. Основные структуры чехла (арабские цифры на схеме): рифты: 1 – Учурский, 2 – Алгамский, 3 – Токинский (?), 4 – Маймаканский, 5 – Амуликанский, 6 – Верхнеугаянский, 7 – Верхнебатомгский; погружения: 8 – Майское, 9 – Усть-Майское, 10 – Хандыгское; мульды: 11 – Аимская, 12 – Большемаркюэльская, 13 – Усть-Майский авлакоген [5]

Проблема рассматривается на примере материалов наиболее изученной части Области (Учурской, Майской, Кыллахской Южной тектонических зон).

Основные черты седиментогенеза. Основной особенностью седиментогенеза является преимущество мелководно-морских, лагунных условий седиментации, увеличение доли карбонатных литотипов в разрезе от ранних уровней рифея к венду и кембрию, а по пло-



*Века: 1 - Томмотско-Атебанский; 2 - Батомгский; 3 - Тойонский; 4 - Амчинский; 5 - Майский; 6 - Аюсокканский-Аксайский
**ВГНК - Возможно нефтегазоносные комплексы; НГМП - нефте-газоматеринские породы.

← **Рис. 2.** Основные параметры седиментогенеза и нефтегазоносности Алдано-Майской нефтегазоносной области (Учурской, Майской, Кыллахской Южной тектонических зон по [2]).

1 – базитовый магматизм по [6]; 2 – трансгрессивные циклы (I, II, III) – условная (в %) доля площади распространения осадочного комплекса соответствующего стратиграфического уровня; 3–7 – трансгрессивно-регрессивные циклы: 3 – трансгрессия, 4 – зона знакопеременных трансгрессивно-регрессивных движений; 5 – регрессии (инверсии); 6 – скрытое проявление инверсии; 7 – отсутствие информации; 8–10 – геохимическая обстановка среды: 8 – восстановительная, 9 – слабовосстановительная, 10 – окислительная

щади от южных и юго-западных платформенных зон Области к восточным, северо-восточным складчатым зонам, фиксируя этим окраинные, прибрежные зоны седиментогенеза на юге, юго-западе и мористые участки на подавляющей части рассматриваемой территории (Майской, Кыллахской Южной тектонических зон).

Выделяются семь основных этапов седиментогенеза: три (уянский, учурский, аимчанско-керпыльский) рифтогенные, три (керпыльский, лахандинский и уйский) рифтогенно-депрессионные и один (венд-кембрийский) депрессионно-плитный, плитный (рис. 2).

Литолого-фациальные комплексы каждого этапа отражают трансгрессивно-регрессивные циклы седиментогенеза. Просматриваются три основных трансгрессивных цикла, разделенные регрессивными (инверсиями): гонамско-эннинский (I), омнинско-усть-кирбинский (II) и венд-кембрийский (III). В основании рифея слабо проявляются трансгрессия бириндинско-конкулинского времени и элементы инверсии в адаргайское время. В омнинско-усть-кирбинском сравнительно устойчивом рифтогенно-депрессионном цикле намечаются элементы скрытой инверсии на рубежах ципандинского и кумахинского, мильконского и нельканского времён. Проявляются они сменой относительно более глубоководного карбонатного осадконакопления глинистым.

С этапами седиментогенеза, трансгрессивно-регрессивными циклами, геодинамическими этапами эволюции четко согласуются геохимические обстановки среды осадконакопления, характеристики содержания органического углерода, нефте- битумопроявления (см. рис. 2).

Заключение. Отмеченные параметры седиментогенеза позволяют выделить в разрезе рифей-венд-кембрийских терригенно-карбонатных литологических ассоциаций два возможно-нефтегазоносных комплекса: омнинско-усть-кирбинский (средне-позднерифейский) и аимско-усть-майский (венд-кембрийский), обеспеченные нефтегазоматеринскими породами, породами-резервуарами (с коллекторами

пористого, кавернозного, трещинного типов), глинистыми, известняково-доломитовыми покрышками, сочетающих в себе альянс, необходимый и достаточный для формирования палеонефтяных и газовых месторождений.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов / Авторы А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, К.Б. Сославинский. Отв. ред. В.Л. Барсуков, Н.П. Лаверов. Л.: картфабрика ВСЕГЕИ, 1984.

2. *Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е.* Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. № 5. С. 67-79.

3. *Гурьянов В.А.* Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

4. Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе) / Гурьянов В.А. Гл. ред. Ю.П. Рассказов. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 1999. 86 с.

5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

6. *Шпунт Б.Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы (тектоно-формационный анализ). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

Н.Ю. Васильев[1], А.А. Колесниченко[2]

Сравнительная характеристика результатов реконструкции поля напряжений/деформаций, сопутствовавшего формированию Тулвинской возвышенности (Центральное Приуралье), путем применения разных методик

Новейшая структура восточной части Русской плиты в районе Центрального Приуралья осложнена субмеридиональной цепочкой поднятий – Сыртовско-Тулвинской, состоящей из Тулвинского,

[1] Российский государственный геолого-разведочный университет (РГГРУ), Москва, Россия

[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; kolesn_al@mail.ru

Уфимского, Бугульминско-Белебеевского и Общесыртовского поднятий [5]. О том, что поднятия имеют новейший возраст, было доказано по деформациям террас и поверхностей выравнивания, высокой горизонтальной расчлененности рельефа, антецедентным долинам рек и их врезанным меандрам, а также по широкому распространению карста [1, 2, 8]. В настоящем исследовании определялась динамическая обстановка формирования указанных поднятий, а индикаторами новейших деформаций стали борозды скольжения в сколовых трещинах и трещины растяжения. В полевых исследованиях замерялись элементы залегания поверхностей мезоструктур, их азимут и угол падения, угол склонения. Кроме того, определялся кинематический тип смещения и степень выраженности штриховки. Полевыми наблюдениями были охвачены Тулвинское, Уфимское и Бугульминско-Белебеевское новейшие поднятия. Следующим этапом исследования была реконструкция полей деформаций путем: 1) анализа стереограмм плотностей трещиноватости, 2) применения методики Сим Л.А. [9], предполагающей генерализацию общего поля напряжений для всего рассматриваемого района, 3) обработки замеров мезоструктур на стереограммах с применением методик О.И. Гущенко и В.Д. Парфенова [3, 7], 4) обработки тех же замеров на компьютере при помощи программы Геос [4] и 5) анализа морфоструктурного рисунка района по литературным геоморфологическим данным [1, 2, 8] и посредством дешифрирования цифровых карт рельефа.

Тулвинская возвышенность, самое северное звено Сыртовско-Тулвинского мегавала, вытянута в субмеридиональном направлении более чем на 150 км. В поперечном сечении возвышенность асимметрична: ее водораздел смещен к западу, образуя пологий восточный крутой западный склон. Последний осложнен меридиональным уступом западной экспозиции, который соответствует разрыву чехла палеозойского заложения с новейшей активизацией [6]. Полевыми исследованиями были охвачены крутое западное крыло, свод возвышенности и пологое восточное крыло.

Анализ плотности трещин разной кинематики для всего района Тулвинской возвышенности показал преобладание более крутых взбросов субширотного и субмеридионального простирания, по которым восстанавливаются две крутонаклонные оси сжатия – в субмеридиональном и субширотном направлениях соответственно. По более пологим сбросам субмеридиональной (до ЗСЗ) ориентировки устанавливается субгоризонтальная ось растяжения, которая, повидимому, ассоциирует с субширотным сжатием, установленным по

взбросам. Вероятно, такое сочетание направлений главных осей напряжений указывает на региональный характер формирования Тулвинского поднятия. При подобной трактовке, вторая система взбросов (субширотного простирания) составляет со сбросами той же ориентировки единый пояс вращения, либо принадлежит полю деформаций другого порядка. Таким образом, с помощью анализа стереограмм плотностей трещиноватости было определено суммарное поле напряжений/деформаций формирования Тулвинской возвышенности, которое характеризуется ССВ растяжением и ассоциирующим с ним ВЮВ сжатием.

По методике Л.А. Сим [9] составлена синоптическая стереограмма, показывающая усредненное генерализованное поле напряжений для новейшего этапа Тулвинской возвышенности. Для этого на одной стереограмме были собраны полюса локальных полей деформаций, определенных в каждой точке, были выделены наиболее плотные ареалы полюсов главных осей деформации и их центры, которые, в свою очередь, были приняты как полюса выхода осей суммарного поля. Горизонтальная проекция оси растяжения оказалась ориентирована в направлении ССВ-ЮЮЗ, а оси сжатия – ЗСЗ-ВЮВ. Такой характер поля деформаций почти совпадает с таковым, полученным по методу анализа диаграмм плотности мезоструктур разной кинематики.

Локальные стереограммы трещиноватости, которые были составлены для каждой точки наблюдений, позволили проследить изменение характера поля деформаций вдоль поперечного профиля возвышенности [6]. Так, для свода оказалась характерна обстановка субмеридионального растяжения в сбросовом поле деформаций. Крутой западный склон преимущественно деформировался при субширотном сжатии во взбросовом поле. На пологом же восточном склоне восстановлено сбросовое поле деформаций с растяжением в разных направления, однако и здесь в двух-трех точках определяется наклонное полого субширотное сжатие.

Наконец, компьютерная реконструкция, выполненная по нашим замерам мезоструктур по программе Геос, показала ориентировку осей сжатия преимущественно в направлении ЗЮЗ-ВСВ, а оси растяжения оказались ориентированы субмеридионально с небольшим разбросом от ССЗ до ССВ.

Помимо анализа трещиноватости, поле напряжений формирования района Тулвинской возвышенности – субширотного сжатия и субмеридионального укорочения – угадывается и в строении ее рельефа [6]. Морфоструктурный рисунок Тулвинского свода, по данным

геоморфологов (в частности, Введенской Н.В., 1968), осложнен частными локальными поднятиями. Последние в большинстве сильно вытянуты, асимметричны в поперечном сечении и располагаются кулисно. Знак этой кулисности указывает на левый сдвиг (в том случае, если эти поднятия образовались при поперечном к ним сжатии). Кроме того, сдвиг доказывается по тому, что по разные стороны от линии сдвига знак поперечной асимметрии поднятий меняется. Если к юго-западу от предполагаемого сдвига крутые юго-восточные крылья, то к северо-востоку крутыми становятся северо-западные крылья. Намечаются две линии такого сдвига. Если считать, что сдвиг именно левый, то Тулвинская возвышенность образовалась при участии субширотного (до ВЮВ) сжатия. Помимо сжатия есть признаки растяжения в субмеридиональном (до ССВ) направлении: поперечные долины имеют субширотное простирание, спрямленную форму в плане и резко асимметричны в поперечном сечении. Северные склоны долин короткие и крутые, а южные широкие и пологие. Таким образом, здесь намечается целая серия уступов южной экспозиции, и эта экспозиция эрозионных уступов совпадает с южной экспозицией мезоструктур – сбросов и взбросов [6].

Выводы. В проведенном исследовании были выяснены отличительные особенности полей деформаций при использовании каждой методики. Так, при анализе плотности трещин разной кинематики помимо регионального характера поля деформаций Тулвинской возвышенности было определено и субмеридиональное укорочение, природа которого до конца пока не ясна. Общее поле напряжений для рассматриваемого района, восстановленное по методике Л.А. Сим, характеризуется главными осями напряжений с еще бóльшим отклонением от ортогональных (меридионального–широтного) направлений по сравнению с осями, полученными при помощи анализа плотностей трещиноватости. Однако наиболее отличным от других получилось поле деформаций, сгенерированное на компьютере: наиболее выдержанным направлением осей укорочения оказалось ВСВ-ЗЮЗ. Но вместе с тем, мы полагаем, что структура района Тулвинской возвышенности сформировалась в обстановке ЗСЗ-ВЮВ сжатия и ССВ-ЮЮЗ растяжения. Это хорошо согласуется с полем напряжений, восстановленным путем анализа морфоструктуры Тулвинской возвышенности.

Исследование выполнено при поддержке программы № 6 ОНЗ РАН. Кроме того, авторы выражают благодарность Коппу М.Л., Вержбицкому В.Е., Сим Л.А. и Макаровой Н.В. за предоставленные материалы и поддержку.

Литература

1. *Введенская Н.В., Болонкин П.Ф., Голубева И.И., Спирин Л.Н.* Древние долины и аллювиальные отложения в среднем течении Камы // Уч. записки Пермского государственного университета. № 170. Аллювий, вып. 1. Пермь: ПермГУ, 1968. С. 104-131.

2. *Вохмянина Е.И.* Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами // Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Недра, 1968. С. 179-184.

3. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7-25.

4. *Гущенко О.И.* Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399-402.

5. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).

6. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С.* Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 46-68.

7. *Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72.

8. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Недра, 1971. 321 с.

9. *Сим Л.А.* Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1982. № 4. С. 35-40.

Е.В. Ватрушкина[1]

Состав и строение отложений синколлизионных впадин (Западная Чукотка)

Изучаемая территория расположена в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области, структуры которой возникли в результате коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска и закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна в раннем мелу [6]. Северная окраина океанического бассейна представлена в совре-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; evat_095@mail.ru

менной структуре Чукотским террейном пассивной континентальной окраины. Северная часть террейна скрыта под водами и донными осадками Восточно-Сибирского и Чукотского морей, на юго-востоке он перекрыт породами Охотско-Чукотского вулканического пояса, с юга – ограничен Южно-Анюйским террейном, который интерпретируется как сутура, возникшая в результате закрытия океана [3, 5].

Основным объектом исследований являются вулканогенно-осадочные отложения юры и мела Чукотского террейна. Чукотский террейн, как фрагмент позднепалеозойской–раннемезозойской пассивной окраины, характеризуется присутствием в нижней части разреза широко распространенных дислоцированных мощных терригенных флишоидных толщ триаса и более древних образований, на которых несогласно залегают вулкано-терригенные отложения верхней юры и нижнего мела, распространенные в отдельных впадинах и по южной периферии террейна (рис. 1).

Раучуанская впадина. Простирается на 250 км в северо-западном направлении до побережья Восточно-Сибирского моря. В раучуанской впадине описан наиболее полный разрез верхнеюрско-нижнемеловых отложений.

Раучуанская свита (J_3rc). Выделена как самостоятельная единица только в 90-х годах после находки в этих отложениях фауны оксфорд-киммериджского возраста. Ранее относилась к погынденской свите ранне мелового возраста. Сложена свита массивными серыми мелко- и среднезернистыми аркозовыми песчаниками, с редкими маломощными прослоями аргиллитов, реже алевролитов (последние можно встретить в виде высыпок). В песчаниках присутствуют полуокатанные и угловатые обломки аргиллитов размером от первых мм до 10–15 см. Микроскопическое изучение пород показало, что песчаники мелко- и среднезернистые 0,05–0,3 с разной степенью окатанности материала, по составу аркозовые. Результаты подсчета обломочных зерен позволили уточнить, что среди них преобладают полевые шпаты, количество которых составляет около половины всех обломков, а иногда достигает 65 %. Кварцевые зерна составляют 25–35 %; литокласты до 10 % от общего количества диагностированных зерен.

Нетпнейвеемская свита (J_3nt). Отложения свиты можно разделить на две пачки. Нижняя сложена тонким переслаиванием темно-серых аргиллитов и алевролитов с единичными маломощными прослоями тонкозернистых песчаников. Контакт между основными литологическими разностями резкий. Верхняя пачка сложена вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и ар-

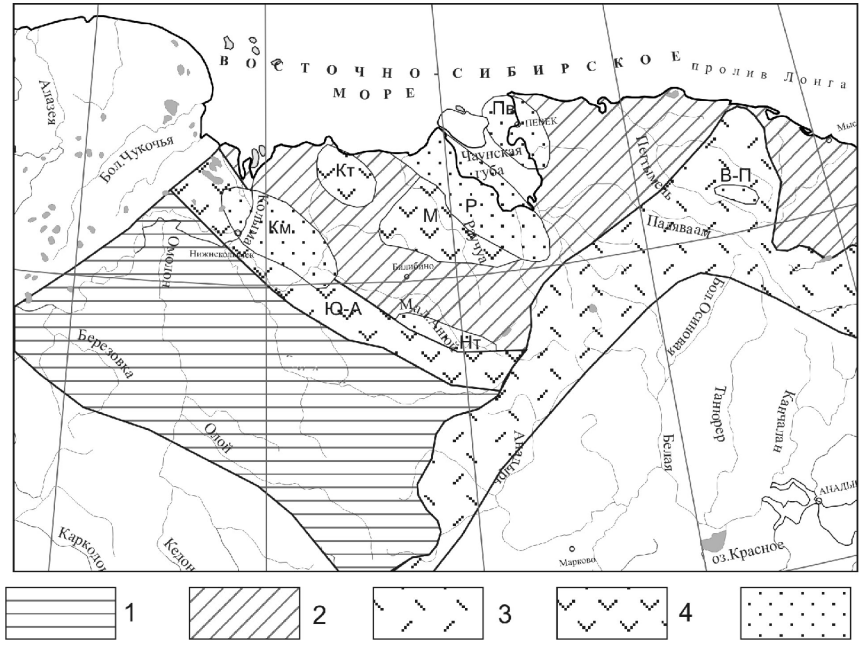


Схема размещения впадин, по К.В. Паракецову [3]

1 – Алазейско-Олойская складчатая область; *2* – Чукотская складчатая область; *3* – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; *4* – раннеорогенный впадины: Ю-А – Южно-Анюйский прогиб, Кт – Китепвеемская, М – Мырговаамская; *5* – позднеорогенные впадины: Р – Раучуанская, Пв – Певекская, В-П – Верхне-Пегтымельская, Км – Камешковская, Нт – Нутесынская

гиллитами, имеющими характерный зеленоватый оттенок. В единичных обнажениях, сложенных более мелкозернистыми разностями можно наблюдать хорошо выраженную градационную слоистость. В составе обломков конгломератов преобладают терригенные тонкозернистые разности, кварц и единичные вулканиты.

Утувеемская свита (K_1ut). Сложена темно-серыми и серыми аргиллитами, алевролитами, мелко-, среднезернистыми песчаниками, скорее всего, является фациальным аналогом погынденской свиты.

Погынденская свита (K_1pg). Сложена серыми и зеленовато-серыми аркозовыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и аргиллитами. Для пород свиты характерна градационная слоистость и плохо заметная косая слоистость в нижней грубозернистой части ритмов. Также для грубозернистых разностей характерно присутствие крупных до 5 см угловатых обломков темно-серых аргиллитов.

Певекская впадина. Певекская впадина занимает участок восточного побережья Чаунской губы между устьями рек Апапельхин и Ичувеем. Как самостоятельная позднеорогенная структура она была выделена К.В. Паракецовым [2]. Упомянутое побережье прежде относили к восточному борту Раучуанской впадины. По данным геологической съемки распространенные здесь верхнеюрско-нижнемеловые отложения литологически сходны с утувеемской свитой раннемелового возраста Раучуанской впадины.

Толща представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники, обнажающиеся в береговых обрывах м. Млелин, олигомиктовые, преимущественно кварцевые, нередко в них встречаются уплощенные гальки темно-серых аргиллитов. В чередовании отчетливо прослеживается градационная слоистость, в более грубозернистых разностях слабо выраженная косая слоистость. В береговых обрывах р. Лоотайпыяваам чередование более грубое, в нижних частях ритмов можно встретить мелкозернистые гравелиты. Песчаники скорее всего имеют полимиктовый состав, с высокой долей полевых шпатов в составе обломков. Для толщи характерна градационная слоистость, складки оползания в более грубозернистых разностях и подошвенные знаки на границе ритмов.

Верхне-Пегтымельская впадина. Расположена на левобережье верхнего течения р. Пегтымель, имеет сравнительно небольшие размеры (50×10 км) и северо-западное простирание.

Позднеюрско-раннемеловые отложения в пределах Верхне-Пегтымельской впадины представлены полимиктовыми и вулканотерригенными песчаниками, от мелко- до грубозернистых, алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми с прослоями конгломератов и гравелитов. Микроскопическое изучение пород показало, что песчаники незрелые, по классификации В.Д. Шутова [7] – полевошпатово-кварцевые граувакки и кварцево-полевошпатовые граувакки, в зависимости от преобладания в составе тех или иных мономинеральных зерен. Песчаники имеют среднюю степень сортированности, обломки в основном слабо окатаны. Породообразующие компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами и обломками пород.

Конгломераты мелко-средне галечные (по классификации Н.Б. Вассоевича) [1], с небольшим количеством цемента редко до 50 %. Цемент в основном представлен грубозернистыми песчаниками, по составу похожими на вышеописанные.

Также были детально изучены отложения, фигурирующие в предшествующих описаниях как аргиллиты сланцеватые с галькой

песчаников. Подобные породы в литературе описывают как тиллоиды – неледниковые галечниковые аргиллиты [4]. Это хаотично расположенные гальки размером от 1 до 20–30 см в темно-сером несцементированном глинистом матриксе.

В составе обломков конгломератов преобладают хорошо окатанные аргиллиты, алевролиты и олигомиктовые песчаники, в подчиненном количестве – менее окатанные обломки жильного кварца и кислых вулканитов.

Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 11-05-00787а и научной школы № НШ-7091.2010.5.

Литература

1. *Вассоевич Н.Б.* К методике изучения конгломератов // Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН Узбекской СССР, 1956. С. 268-309.

2. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

3. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

4. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы: пер. с английского. М.: Недра, 1981. 751 с.

5. *Сеславинский К.Б.* Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181-1185.

6. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, №1. С. 7-11.

7. *Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др.* Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН РАН СССР; Вып. 238).

В.Р. Ветрин[1], В.П. Чупин[2,3], Ю.Н. Яковлев[1]

Метаосадочные породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) пробурена в северной части палеопротерозойской Печенгской структуры, которая является частью рифтогенного пояса Полмак–Пасвик–Печенга–Имандра-Варзуга–Усть-Поной. С поверхности до глубины 6842 м скважиной вскрыт палеопротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс, и далее до забоя на глубине 12262 м – неоархейские породы фундамента. В чередовании архейских пород выделяется 5 ритмов [1], нижние элементы которых (2-, 4-, 6-, 8-, 10-я толщи) представлены метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава (тоналитовыми гнейсами), занимающими ~ 45 % разреза. Верхние части ритмов (1-, 3-, 5-, 7-, 9-я толщи) сложены гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), составляющими ~20 % объема пород. Около 30 % разреза образуют амфиболиты, преобладающая часть которых имеет палеопротерозойский возраст, железистые кварциты, и ~ 5 % – жильные гранитоиды. Формирование пород разреза (без учета времени осадконакопления 1-й толщи) происходило во временном интервале около 30 млн лет – от 2830±10 до 2798±12 млн лет. Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружения скважины позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии. Для решения вопроса об источниках терригенного материала при образовании гнейсов с ВГМ в них выполнено определение главных и второстепенных элементов, а также изучены морфологические особенности и возраст кристаллов циркона. Из высокоглиноземистых гнейсов 1-й и 3-й и 9-й толщ в лаборатории сепарации вещества ГИ КНЦ РАН выделены монофракции циркона, для которых выполнен U-Pb изотопный анализ на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург по методике [2].

Гнейсы с ВГМ всех толщ скважины характеризуются значительными вариациями содержаний SiO_2 (52,2–72,2 мас. %), связанных

[1] Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

отрицательными корреляционными связями с другими главными компонентами, концентрации которых также подвержены существенным колебаниям (мас.%): Al_2O_3 – 12,65–20,24; FeO – 2,96–10,23; MgO – 1,13–9,41; CaO – 0,98–3,36; Na_2O – 2,25–4,9; K_2O – 1,42–5,16. На петрохимических диаграммах [3, 4] составы протолитов реконструируются главным образом как алевролиты, граувакки, при меньшем участии полимиктовых песчаников, алевропелитовых и пелитовых аргиллитов, и частично перекрываются с составами тоналитовых гнейсов разреза СГ-3 и парагнейсов кольской серии. По сравнению со стандартными типами магматических пород различной кремнекислотности гнейсы с ВГМ имеют повышенную глиноземистость и содержат больше фемических миналов и альсилита. Это вызвано, вероятно, примесью глинистого компонента и обломочного материала основного состава в протолите гнейсов, что подтверждается, соответственно, наличием отчетливо проявленной положительной корреляционной зависимости между Al_2O_3 и K_2O, а также положительных связей между относительно инертными в условиях выветривания Al_2O_3 и TiO_2, Fe_2O_3, MgO. Гнейсы 1-й и 3-й толщ имеют близкие содержания большинства редких и редкоземельных элементов. На спайдерграмме отчетливо проявлены минимумы по Ba, Nb, P, Ti, характерные для архейских граувакк и постархейских (PAAS) глинистых сланцев, при близких концентрациях большинства редких элементов с породами архейской верхней коры. От постархейских глинистых сланцев (PAAS), формировавшихся за счет вещества зрелой континентальной коры, гнейсы отличаются пониженными концентрациями РЗЭ, K, Th, Ba, Zr, Nb, P и повышенными – Cr, Ni, что могло быть обусловлено как различием составов источников сноса, так и геодинамических условий формирования осадков. Гнейсы с ВГМ имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ с отношением $(La/Yb)_n$= 11,3 и 10,3, и отсутствующей или слабо проявленной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu*, среднее соответственно 1,0 и 0,83). По содержанию и соотношениям РЗЭ гнейсы близки позднеархейским граувакам с (La/Yb) = 12,5 и Eu/Eu* = 0,88 и породам архейской верхней коры. Содержание мафического материала в высокоглиноземистых гнейсах СГ-3 определелялось по геохимическим данным с использованием модели двухкомпонентного смешения. Наиболее вероятными исходными составляющими (конечными членами модели) являются архейские породы основного состава из окружения СГ-3, представленные в настоящее время амфиболитами (высокое Ti/Zr, низкое La/Yb отношение), а также тоналитовые гнейсы и

парагнейсы кольской серии (низкое Ti/Zr, высокое La/Yb отношение). Расположение фигуративных точек гнейсов с ВГМ на кривой смешения определяет количество фемического материала в составе гнейсов в пределах 20–50 %. При исследовании цирконов среди них выделены четыре генетических типа кристаллов – детритовые, анатектические, метаморфогенные и контактово-метасоматические, среди которых резко преобладают цирконы первых двух типов. Преобладающая часть цирконов анатектического генезиса расположена в поле амфиболитовой фации метаморфизма и мигматизации с интервалом возрастов 2.7–2.77 млрд лет. Среди детритовых цирконов выделены несколько возрастных групп. К наиболее однородным, сопоставимым по возрасту и составу с цирконами из тоналитовых гнейсов основания разреза СГ-3 и аналогичных пород окружения скважины, относятся цирконы из гнейсов 9-й толщи. Данные по возрасту этих цирконов, часто находящихся в виде остроугольных зерен во внутренних частях кристаллов анатектического типа, свидетельствуют об формировании протолитов вмещающих гнейсов за счет размыва и переотложения материала из местных источников и небольшой дистанции переноса материала. Часть рассматриваемых цирконов изменена процессами неоархейского метаморфизма, определивших уменьшение возраста цирконов и снижение Th/U отношения. Гнейсы 9-й толщи испытали также процессы палео- и неопротерозойского метасоматоза, связанные с внедрением пород основного и кислого составов, обусловившие метасоматическое образование цирконов с возрастами 2.47–2.51 и 1.77 млрд лет. Увеличение ареала областей сноса, поставлявших терригенный материал в бассейны осадконакопления, происходило при образовании глиноземистых гнейсов 3-й и особенно 1-й толщ разреза. Детритовые цирконы 1-й толщи характеризуются хорошей округленностью кристаллов и широким спектром возрастных данных – от 2.79 до >3.1 млрд лет, и на диаграмме располагаются в полях составов цирконов из разнообразных пород: неоархейских тоналитовых гнейсов СГ-3 и окружения скважины, древнейших гранитоидов северной части Балтийского щита и гнейсов кольской серии. По величине отношения Th/U наиболее древние детритовые цирконы находятся в пределах поля магматических цирконов из гранитоидов и ксеногенных цирконов из гнейсов кольской серии. В то же время идентичность составов цирконов из гнейсов 1-й толщи СГ-3 и кольских гнейсов хорошо устанавливается по содержанию в них обыкновенного свинца, концентрация которого в рассматриваемых цирконах на 1–2 порядка ниже,

чем в цирконах из древнейших гранитоидов. Это позволяет полагать, что источниками сноса фельзического терригенного материала для гнейсов 1-й толщи были главным образом неоархейские тоналитовые гнейсы расположенных ниже частей разреза скважины и ее окружения, и в меньшей степени – гнейсы кольской серии. Таким образом от 9-й толщи, залегающей в нижней части разреза, к 1-й толще, завершающей разрез архейского комплекса скважины происходило расширение ареала областей сноса и увеличение числа источников терригенного материала.

Исследования проводились при поддержке РФФИ, гранты 06-05-64834 и 10-05-00082-а.

Литература

1. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: МФ "Технонефтегаз", 1998. 260 с.

2. *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

3. *Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1970. 115 с.

4. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

А.М. Виноградов[1], А.И. Малышев[2]

Магматические серии в осадочных бассейнах Центрального сектора севера Евразии и их соотношения с минерагенией и углеводородогенерацией

Введение. Переход на специализированные поиски крупных и уникальных месторождений – объективная реальность оптимизации экономического роста России в ближайшей 20-летней перспективе – требует вовлечение новых, порой, лишь теоретически обоснованных гипотез и установок. Эта задача находится в области проблемы решения трудно формализуемых задач повышенного риска, но она

[1] Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия; gopm@mail.ru
[2] Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

имеет место и реальную перспективу реализации на стадии прогноза обозначенных объектов. В докладе в приведенной постановке обсуждается один из вопросов – связь глобальных, региональных и локальных структур и их соотношения при поисках аномальных минерагенических проявлений в осадочных бассейнах Центрального сектора севера Евразии.

Магматизм и геодинамика осадочных бассейнов. На севере Евразии в структуре геополей (прежде всего магнитных) по рецептивным признакам однозначно выделяются три сектора: западный – ЗС (Восточно-Европейская плита); Центральный – ЦС (Западно-Сибирская плита с Уральским обрамлением); Восточный – ВС (Сибирская платформа). В пределах ЦС с учетом гравитационных и магнитных полей на фоне фанерозойских осадочных бассейнов достаточно уверенно обособляются четыре главные магматические серии [2, 3]: ранне-средне палеозойская базитов, гипербазитов; позднепалеозоско-мезозойская крупных гранитоидных плутонов; триас-юрская траппов базальтов; мезозойско-кайнозойская флюидизато-магматических проявлений различной основности. Именно эти серии, вероятно, определили уникальность минерагении и углеводородогенераци ЦС. В сложных и ещё далеко не раскрытых соотношениях находятся магматизм и осадочные бассейны с глубинными мантийными процессами. Можно полагать, что они связаны с прохождением литосферы над нижнемантийным плюмом (ранний фанерозой), формированием в среднем фанерозое конвенктивной ячейки в средней мантии, предопределившей образование осадочных бассейнов. Затем происходит раскол с севера (в современных координатах) в ЦС с образованием триас-юрских грабеновых систем и после этого формирование Западно-Сибирского бассейна с дискретными пликативными и дизъюнктивными дислокациями в верхней коре в связи с правым поворотом Сибирской плиты [2].

Геодинамика и минерагения. Современные представления на глобальную тектонику в преломлении через наши представления региональной геодинамики Западно-Сибирской тектоно-магматической системы [3], позволяют сделать заключение о наложениях здесь двух явлений. Глобальных – это флюидо-энергетические мантийные потоки, определяющие скрытую полигенность и полихронность в распределении полезных ископаемых в земной коре, и региональных – это флюидо-магматические потоки, контролирующие режимы развития ЗСТМС со спецификой магматизма, тектоники и соответственно минерагении. При этом мантийные флюидо-энергетические потоки на-

ложены на флюидо-магматические проявления в литосфере, а в отрыве от них отражаются в скрытых зонах секущих тектонических дислокаций. Выход флюидопотоков в верхнюю часть земной коры проявляется через минеральные аномалии, контролируемые химическими реакциями, возможными в сложившихся *P–T*-условиях. Выполненные теоретические разработки [6] раскрывают эту позицию. Под флюидными потоками нами понимается перемещение летучих соединений в эндогенных условиях, которое может осуществляться как путем молекулярной диффузии этих соединений, так и посредством миграции мобильных газов и газово-жидких обособлений. При этом в литосфере в порядке понижения температуры выделяется три геохимические области, имеющие важнейшее практическое значение: 1) Область сброса серного конденсата. С ней связано образование многих рудных месторождений, а в той части, где она примыкает к барьеру водной нейтрализации, происходит формирование эндогенных месторождений собственно самородной серы. 2) Область зон водной отгонки, приводящая к появлению на пути эндогенных флюидов барьера нейтрализации и последующего зарождения волны повышенной кислотности. Ключевое значение эта зона имеет для формирования гидротермальных, золоторудных и кварцевых месторождений. 3) Область зон сероводородной и углекислотной отгонки, имеющая ведущую роль в эндогенном формировании месторождений углеводородного сырья.

Гранитоидные плутоны и углеводородгенерация. Сопоставление изложенной схемы магматизма и палеогединамики рассматриваемого региона с распределением известных месторождений нефти и газа приводит к уже, видимо, тривиальным заключениям о полигенном и полихронном их образовании. С самых общих позиций критерии прогнозирования поисков этих месторождений группируются в трех главных направлениях – выделение экранов, резервуаров-коллекторов, путей миграции флюидо-газовых потоков. Этот процесс касается двух этажей углеводородогенерации (УВГ). Верхнего, мезозойско-кайнозойского, с месторождениями в пликативных и блоково-пликативных структурах Западно-Сибирского осадочного бассейна, и палеозойского фундамента, где вероятно сохранились скопления нефти и газа в экзотических резервуарах, о масштабах которых мы можем строить теоретические прогнозы. Верхний этаж УВГ связан с динамикой формирования третьей и четвертой серий магматизма в осадочном бассейне Западной Сибири и мощного флюидо-газового потока, обратного нисходящему погружению литосферы, обязанному

конвективной ячейке мантийного плюма ЗСТМС. Нижний этаж в объеме осадочных бассейнов фундамента с учетом отмеченного выше заслуживает выделение наиболее продуктивных участков. Однако, здесь наблюдается крайне разнообразное множество возможных вариантов экранов, резервуаров-коллекторов, флюидо-энергетических потоков, формирующих и разрушающих прогнозные скопления углеводородов. Приведем лишь одно на наш взгляд принципиально важное направление для прогнозирования месторождений нефти и газа в пределах Центрального сектора севера Евразии [5]. Это структуры в фундаменте мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов представленные блоками, ограниченными дизъюнктивными и инъективными разломными дислокациями, скрепленные магматитами первой серии. Ядра этих блоков вмешают гранито-генейсовые купола и крупные массивы гранитоидов второй серии магматизма. В пределах ЗСТМС такие структуры весьма многочисленны [3].

Локальные структуры с аномальными минерагеническими проявлениями. В качестве примера приводятся пространственно отпрепарированные по данным детальных геофизических съемок ранее выделенные структуры отмеченного типа [4]. Это структуры Южного Урала вдоль Оренбург-Орск-Бурыктальской зоны скрытых региональных тектонических дислокаций. Заметим, что Оренбургский Урал – это единственное на Урале широтное пересечение, на котором эррозией косым срезом вскрывается весь разрез палеозойского фундамента, уходящего на север и северо-восток под осадочные отложения мезозоя–кайнозоя Западной Сибири. Здесь, во впервые выделенных по геофизическим данным блоках, расположены гранитоидные массивы. Их форма и вертикальная мощность разнообразны. Различаются они и по уровню эрозионного среза. Так, Айкинский слабо эродированный массив имеет вертикальную мощность 15 км. Средне-Кумакский массив также слабо эродированный выклинивается на глубине 2 км. Площадь проекций массивов разнообразна. Самый крупный Аниховский массив слабо эродирован и при вертикальной мощности до 6 км охватывает блок практически полностью, при площади порядка 900 км^2. В подошве этого массива, вероятнее всего, запечатаны и переработаны самые разнообразные осадочные, вулканогенно-осадочные толщи. Здесь можно ожидать резервуары коллекторов, заполненные нефтью и газом. В блоке, включающем эродированный Суундукский массив с вертикальной мощностью порядка 8 км и крутыми границами с вмещающими толщами, трудно ожидать запечатанные крупные резервуары коллекторов. Для этой

структуры в близконтактовых частях по данным интерпретации физических полей закартированы необычные линейные и ортогональные структуры разуплотнения пород, к ним тяготеют месторождения тонкодисперсного золота и рудопроявления редких металлов [1]. Эти структуры являются рудоконтролирующими. Весьма вероятно в определенное время они являлись путями выноса флюидопотоков определивших разрушение резервуаров-ловушек в подошве гранитоидов или были сквозными каналами их прохождения в кровлю или фланги по отношению к промежуточному очагу энергии – остывающему очагу гранитизации.

Заключение. Приведенные материалы и рассуждения, безусловно, требуют более полного развития в модельно-теоретическом отношении с последующей специализированной проверкой сейсмическими наблюдениями и бурением. Однако очевидна перспектива этого направления исследований при поисках новых типов месторождений нефти и газа в подобных структурах сопряжения Урала и Западной Сибири с последующим изучением фундамента углеводородных осадочных бассейнов Центрального сектора севера Евразии.

Литература

1. *Баранников А.Г., Бушарина С.В., Виноградов А.М.* Кировское месторождение – новый тип золотого оруденения на Южном Урале // Изв. УГГГА. Сер. Геол. геоф. 2002. Вып. 15. С. 83–90.

2. *Виноградов А.М., Рапопорт М.С., Рыжий Б.П., Сериков Л.И.* Положение Урала в структурах Евразии // Докл. РАН. 1999. №4. С. 512–515.

3. *Виноградов А.М.* Структура магматических серий и глубинное строение Центрального сектора севера Евразии // Вулканизм и геодинамика: матлы II Всеросс. симпозиума. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 619–622.

4. *Виноградов А.М.* Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1971. № 11. С. 135–138.

5. *Леонов М.Г.* «Холодная» тектоника гранитоидных массивов в связи с их потенциальной нефтегазоностностью // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна,их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы Всеросс. конф. Тюмень-Новосибирск: Параллель, 2008. С. 141–143.

6. *Малышев А.И.* Физико-химическая эволюция высокотемпературных эндогенных флюидов и её значение для формирования месторождений полезных ископаемых // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 840–855.

И.А. Вишневская[1], Н.И. Писарева[2]

Несинхронное карбонатонакопление в венде и кембрии в пределах южной части Сибирской платформы и микроконтинентов в ее обрамлении

В пределах Палеоазиатского океана в венде и кембрии происходило интенсивное накопление мощных осадочных толщ. Так, с отложениями байкальской серии в пределах пассивной континентальной окраины Сибирской платформы связывают начало раскрытия Палеоазиатского океана [2]. В это же время на шельфах микроконтинентов палеоокеана формируются осадочные чехлы преимущественно карбонатного состава. В верхней части их разрезов описаны единичные находки эдиакарской фауны, археоциат и трилобитов. При этом, многие из них не имеют четких временных границ образования, обоснованных палеонтологическими (руководящие органические остатки) или геохронологическими методами. Особенно остро этот вопрос стоит при обосновании возраста базальных горизонтов. В данной статье при помощи различных методов исследования обосновано неодновременное начало образования позднедокембрийских карбонатных отложений на шельфе юга Сибирской платформы (байкальская серия) [2], Тувино-Монгольского (боксонская и хубсугульская серии, мурэнская свита, Восточный Саян, Северная Монголия) [4], Дзабханского (цаганоломская и баянгольская свиты, Западная Монголия) [1] и Батеневского (енисейская серия, Кузнецкий Алатау) террейнов [5].

Отложения байкальской серии широко развиты на территории Прибайкалья, где их выходы протягиваются узкой полосой вдоль западного побережья оз. Байкал. Серия представлена чередованием мощных карбонатных пачек с прослоями песчаников и аргиллитов, в основании серии наблюдается горизонт микститов неясного генезиса. Изотопный состав стронция, изученный в наименее измененных известняках, варьирует в интервале 0.7084–0.7087 [2]. Значения $\delta^{13}C$ находятся в достаточно высокой положительной области (от +4–5 до +8–9 ‰) [6]. Сопоставление полученных изотопных данных с кривыми вариаций изотопных составов Sr и C в воде палеоокеана [3, 8]

[1] Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия; skukaster@gmail.com

[2] Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия; n.pisareva@ngs.ru

показывает, что накопление карбонатов байкальской серии началось в позднем венде 550–520 млн лет назад.

Породы венд-кембрискoго чехла Тувино-Монгольского террейна были изучены в пределах месторождений бокситов (Боксонское) и фосфоритов (Хубсугульское и Буренхэнское) [4]. Боксонская серия представлена в основании доломитами, которые вверх по разрезу сменяются известняками. На границе забитской и табинзуртинской свит находится бокситоносный горизонт, который свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Хубсугульская серия сложена в основном известняками различного облика. В разрезе обеих серий выявлены горизонты фосфоритов, а в их верхних частях отмечены находки археоциат и трилобитов нижнего кембрия. В основании хубсугульской и боксонсокй серий прослеживаются горизонты тиллитов. Мурэнская свита представлена в основном известняками с редкими прослоями песчаников, аргиллитов и кремнистых пород. Первичный изотопный состав стронция для наименее измененных карбонатов Тувино-Монгольского микроконтинента варьирует в интервале от 0.7073 до 0.7086. Наиболее низкие отношения получены для карбонатных отложений забитской (нижняя часть боксонской серии) и мурэнской свит, которые также характеризуются высокими, до аномальных (от +3 ‰ до +10.5 ‰), положительными значениями $\delta^{13}C$. Следовательно формирование карбонатного чехла Тувино-Монгольского террейна началось 600–580 млн лет назад и продолжалось до середины кембрия. Установлено также, что подстилающие различные стратиграфические единицы венд-кембрийского чехла микроконтинента, тиллиты являются результатом одного оледенения, сопоставимого по возрасту с глобальным событием Марино (650–630 млн лет назад) [3].

Другим крупным террейном платформенного типа в пределах Палеоазиатского океана является Дзабханский микроконтинент (Западная Монголия). Его карбонатный чехол представлен породами цаганоломсокй и баянгольской свит. Цаганоломская свита состоит из мощной толщи карбонатных отложений. В нижней части цаганоломской свиты выявлен горизонт тиллитов. По комплексам окаменелостей граница между вендом и кембрием проведена внутри цаганоломской свиты по первому, достаточно мощному, прослою терригенных пород. На цаганоломской свите согласно, с постепенным переходом, залегает баянгольская свита, сложенная в основном известняками, розовыми и желтоватыми песчаниками. Исследование изотопного состава Sr и C (изотопный состав углерода взят из статьи

Brasier et al., 1996 [7]) карбонатных пород Дзабханского террейна показало, что изотопный состав стронция неизмененных известняков цаганоломской свиты варьирует в интервале от 0.7072 до 0.7079 [1], а значения $\delta^{13}C$ высокие положительные от +3 до +10.4 ‰ [7]. Это сопоставимо как с данными, полученными для мурэнской свиты Тувино-Монгольского террейна, так и с кривыми вариаций изотопного состава Sr и C в древнем океане 590–560 млн лет назад. Показано, что тиллитовый горизонт в основании свиты приурочен так же к оледенению Марино. Для баянгольской свиты характерно отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7084–0.7086 [1] и значения $\delta^{13}C$ варьируют около нуля (-1.7 до +5.0 ‰) [7], что указывает на раннекембрийский возраст отложений.

Осадочные отложения Батеневского террейна представлены мощным карбонатным разрезом енисейской серии. В основании серия сложена доломитами, которые сменяются известняками с большим количеством находок органических остатков (микрофитолиты, строматолиты, эдиакарская фауна, невландиевая проблематика, водоросли, спикулы губок и др.). Несмотря на длительность изучения этих отложений до сих пор открыт вопрос о времени накопления базальных горизонтов. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для известняков енисейской серии повышается с 0.7075 в нижней части серии (биджинская свита) до 0.7085 в верхах разреза (сорнинская свита) [5]. Изотопный состав C повышается от -1.8 ‰ у основания серии до +6.1 ‰ в средней части. Для второй половины разреза серии характерны более низкие положительные значения от -2.5 до +3.7 ‰. Следовательно, породы енисейской серии начали формироваться в венде (580–550 млн лет назад), и их накопление проходило до второй половины раннего кембрия (525–517 млн лет назад) [5].

Из всего вышеописанного следует, что изученные венд-кембрийские шельфовые карбонаты начали накапливаться не одновременно не только в пределах Палеоазиатского океана, но и в различных частях рассмотренных тектонических блоков. Разброс во времени начала седиментации достигает 20–50 млн лет. Поэтому проводить геодинамические построения с участием карбонатных комплексов без учета данных хемостратиграфии не корректно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01030, 10-05-00971), Президиума СО РАН (проект № 19), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11.

Литература

1. *Вишневская И.А., Писарева Н.И.* Изотопный состав Sr карбонатных пород чехла Дзабханского микроконтинента (Западная Монголия) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 19–24 апреля 2011 г.). С. 78–79.

2. *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства //Докл. РАН. 2006. Т. 409, №2. С. 818–823.

3. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П.* Изотопный состав Sr в карбонатных породах Каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерефейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, №5. С. 3–39.

4. *Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К.* Sr хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. РАН. 2010. Т. 432, №3. С. 350–355.

5. *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В.* Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №10. С. 1466–1487.

6. *Хабаров Е.В., Пономорчук В.А.* Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, №10. С. 1019–1037.

7. *Brasier M. D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133, №4. P. 445–485.

8. *Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.* Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research. 2010. V. 182. P. 337–350.

И.А. Войцик, А.В. Моисеев, С.Д. Соколов[1]

Восстановление условий образования пород перекатнинской свиты

Объект исследования располагается на Северо-Востоке России, в среднем течении реки Анадырь (рис. 1). Целью данной работы является изучение перектнинской свиты (сеноман–турон) с целью восстановления условий её образования. Свита входит в состав Алганского террейна.

Алганский террейн расположен в междуречье Анадыря, Майна и Великой. Для Алганского террейна характерны системы чешуй с преобладанием юго-западной вергентности. Наиболее распространенные отложения – интенсивно тектонизированные вулканогенно-кремнисто-терригенные породы пекульневеемской свиты (средняя юра – нижний мел). Выше, с угловым несогласием, залегают вулканогенно-туфо-терригенные породы перекатнинской свиты. Эту свиту считают постамальгамационным чехлом [2].

В 2011 году в толще перекатнинской свиты были описаны две структуры, которые предположительно являются пластинами. В их состав входят кремнистые породы и базальты. Данные образования были найдены в опорных разрезах в верхнем течении реки Нижний Чивытыквеем, в которых было описано чередование туффитовых песчаников и тонких прослоев яшм. Вулканиты в описании разрезов не упоминаются. Найденные вулканиты были опробованы. Предположительно, пластины лежат согласно с вмещающей толщей.

По мнению В.Ф. Белого, нашедшему отражение в легенде к Анадырской серии листов, вулканогенные и кремнистые породы залегают в виде прослоев (из яшм определены радиолярии; которые указывают на позднеюрский возраст вмещающих пород). Другие исследователи, такие как Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д считают, что это олистолиты. Таким образом, происхождение предполагаемых пластин представляется не ясным [2]. Наличие глубоководных кремнистых пород, а также базальтов и терригенных пород может говорить, что данная толща является аккреционной призмой.

Для определения условий образования базальт-кремнисто-терригенной ассоциации перекаткинской свиты, были отобраны образцы пород, сделаны и описаны шлифы.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; pugovizza@gmail.com

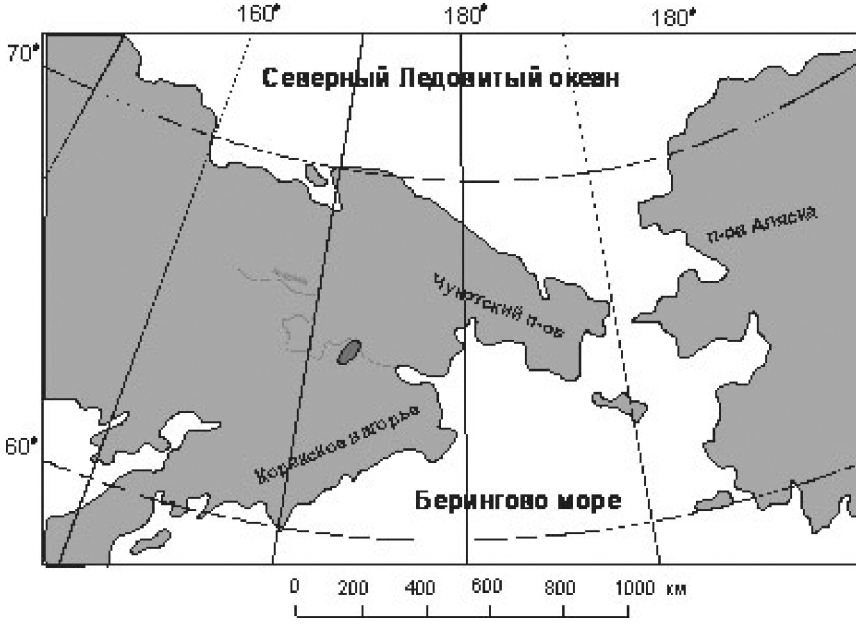


Рис. 1. Район исследования

В терригенных породах содержится значительное количество пирокластического материала и они представляют собой туфо-терригенную ассоциацию. Степень окатанности обломков в песчаниках позволяет предположить недалекое расположение источника сноса. Из туфо-терригенных пород были выделены цирконы, которые были проанализированы на возраст (метод LA-ICPMS). Возраст самой молодой популяции цирконов составляет 87 ±4.3 млн лет. Наибольший пик (20 из 47 проанализированных зерен) указывает на преобладание источника с возрастными характеристиками 100 млн лет. Возраст обломочных цирконов соответствует времени осадконакопления пород перекатнинской свиты.

Геохимические анализы вулканитов из перекатнинской свиты указывают на их основной состав и принадлежность к субщелочной серии. По содержанию редкоземельных элементов, проанализированные образцы сходны с N-MORB типом базальтов, однако стоит отметить высокое содержание LILE элементов, что может быть вызвано влиянием более обедненного, скорее всего супрасубдукционного источника.

Выводы:

1. Наличие пирокластического материала, близость источника сноса и возраст туфо-терригенной ассоциации свидетельствуют о том, что вероятным источником сноса был Охотско-Чукотский вулканический пояс.

2. На данном уровне изученности объекта исследований можно предложить два объяснения условий образования толщи туфо-терригенных пород с горизонтами кремнистых пород и базальтов: а) отложения перекатнинской свиты накапливались в преддуговом бассейне Охотско-Чукотского вулканического пояса, горизонты базальтов (с надсубдукционной составляющей) и кремней являются “in situ”; б) базальты и кремнистые породы представляют собой тектонические пластины океанической коры среди туфо-терригенных отложений, и вся совокупность пород образовалась в обстановке аккреционной призмы.

Литература

1. *Белов Е.М.* Отчет о работе Вилюнейвеемской геолого-съемочной партии масштаба 1:200 000 и Вилюнейвеемского поискового отряда, 1964.

2. *Григорьева Г.А., Дудинова Л.И.* Записка к геологической карте лист Q-59-XXXV-XXXVI, 1989.

3. *Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997.

4. *Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. (Тр. ГИН и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).

Е.А. Гладков[1, 2]

Деформационно-метасоматическое преобразование залежей углеводородов и его влияние на полигенное формирование залежей углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах (на примере Восточной Сибири)

Введение

Целенаправленные поиски месторождений нефти и газа в протерозойских отложениях Востоной Сибири проводятся более 50 лет [1, 2]. Юрубчено-Тохомское месторождение, как наиболее крупное, до сих пор выступает в качестве эталонного для создания концепции поисков залежей углеводородного сырья в верхнем, а возможно и в нижнем протерозое, не только на Сибирской платформе, но и в других протерозойских осадочных бассейнах мира [3].

Для этого необходимо иметь четкие представления о геологии и условиях формирования отложений, являющихся коллекторами. Для выработки такой концепции недостаточно учитывать только возрасты резервуара [3]. Например, в Китае известны залежи нефти в трещиновато-кавернозных коллекторах с возрастом пород около 1 млрд 700 млн лет, где китайскими учеными была доказана миграция нефти из кайнозойских нефтепроизводящих пород озерного происхождения [4].

Автор, для избегания дискуссионных вопросов, придерживается полигенной природы формирования залежей углеводородов [5]. Как уже ранее было отмечено [6–8], в рифейских отложениях Восточной Сибири, трещиновато-кавернозные коллектора имеют достаточно широкое распространение, поэтому запасы углеводородов в уже открытых месторождениях составляют сотни млн т.

Согласно исследованиям А.Э. Конторовича с соавторами [3], суммарная мощность высокоуглеродистых отложений в разрезе Юрубчено-Тохомского месторождения превышает 1500 м, следовательно генерация нефти и газа должна быть существенно выше, чем могла продуцировать баженовская толща (средняя мощность около 15–20 м).

Не затрагивая длительный процесс формирования коллектора, отметим главное. В настоящее время принято считать, что длительный континентальный перерыв сопровождался широким процессом

[1] Томский политехнический университет, Томск, Россия; gladkov1974@mail.ru

[2] Учреждение Российской академии наук Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Томский филиал, Томск, Россия

карстообразования и кавернообразования вдоль возникших трещин, проявившихся в предбайкальские и предвендские коллизии [3]. В это время происходило интенсивное дробление территории на блоки, что привело к широкому развитию вертикальной трещиноватости. Дальнейшее погружение территории Байкитской антеклизы в венде и фанерозое привело к ее перекрытию кембрийскими эвапоритовыми толщами, образовавшими надежный флюидоупор, сформировавший огромный резервуар горизонта P_1.

Первоначальное формирование залежи в горизонте P_1 происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует субгоризонтальное нефтенасыщение, установленное А.И. Ларичевым [9] на ряде уровней газовой шапки. Затем мандринская толща практически полностью исчерпала свой нефтегенерационный потенциал, а дальнейшее погружение привело к генерированию газа, который в свою очередь начал интенсивно поступать в ловушку и формировать газовую шапку, оттесняя нефтяную подушку. Ряд исследователей [3] полагает, что вышеуказанный процесс протекал в несколько этапов, последний из которых был интенсифицирован (генерация газа) увеличением температуры осадочного чехла при подъеме в верхние горизонты земной коры огромной базитовой магмы пред позднепермско-раннетриасовой эпохой магматизма. Последовавшее вслед за этим посттриасовое воздымание бассейна [10] и размыв привели к снижению пластовых давлений, способствовали выделению углеводородных газов в свободную фазу из воды и мощному всплеску струйной вертикальной миграции газа через «прозрачную», из-за вертикальной трещиноватости, толщу рифея до первого надежного флюидоупора, каким явились глинисто-карбонатные и карбонатно-эвапоритовые отложения верхнего венда и нижнего кембрия [3].

Современные представления

Разработка трещиновато-кавернозных рифейских отложений Юрубченской залежи, связана с многочисленными неопределённостями, в том числе большой неравномерностью при распределении трещин и каверн. Для уточнения физико-механических (ФМС) и фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) был отобран керн и детально изучен [7, 11]. Породы-коллекторы рифейских отложений Юрубченско-Тохомского месторождения являются породами преимущественно трещинного типа [11]. В связи с этим особое внимание все исследователи уделяли изучению характеристик систем трещин рассматривае-

мого продуктивного объекта: густота трещин, раскрытость трещин, коэффициент сжимаемости трещин.

При разработке пластов, сложенных трещиноватыми и трещинно-поровыми породами, сталкиваются с проблемами, которые не свойственны объектам порового типа. Это связано с наличием систем трещин, которые в значительной степени определяют процессы нефтеизвлечения. Как признак этого можно отнести существенную зависимость продуктивности скважин от падения пластового давления, непредсказуемую обводненность скважин, резкое падение продуктивности скважин, значительное различие проницаемостей, полученных по керну и по гидродинамическим исследованиям (в десятки и сотни раз).

Теоретические предпосылки, деформационно-метасоматическое преобразование карбонатных пород

Автор полностью поддерживает предложенную временную модель образования Юрубчено-Тохомского месторождения [3], однако формирование трещин, по его мнению, обусловлено не только тектоническими причинами, но и деформационно-метасоматическими.

Деформационно-метасоматическое преобразование – это преобразование продуктивных отложений и вмещающих пород в результате изменения структуры и объёма их пустотно-порового пространства при активном участии пластовых флюидов и вторичном минералообразовании, приводящее к изменению их фильтрационно-емкостных свойств.

Многочисленными исследованиями [13–20 и др.] достоверно выявлена связь тектоники с эманациями из верхней мантии в виде гидротермальных растворов (флюидов) и процессами изменения пород-коллекторов. При этом роль высокотемпературных гидротерм (флюидов) активизирующих процессы формирования вторичной пористости, за счёт образования трещин гидроразрыва, весьма высока. В частности, изучение коллекторских свойств палеозойских отложений фундамента Западной Сибири (осадочные, метаморфические и изверженные породы) показало, что они характеризуются резкой неоднородностью и трещинно-кавернозным характером, возникшим за счёт метасоматической переработки пород гидротермальными растворами (флюидами).

Специальными исследованиями было установлено, что объемы накопленной добычи углеводородов и доказанные их запасы, могут быть сопоставимы с количеством привнесенного вещества [16]. Так-

же, вышеуказанные авторы отмечают, что «понимание гидротермальной природы пластовых флюидов позволяет рассматривать накопление углеводородных масс, вторичные изменения пород разрезов, возникновение неотектонических структур, формирование аномальных поверхностных геохимических полей над залежами нефти и газа, как единый неразрывный во времени и пространстве процесс, связанный с дегазацией недр планеты» [16].

Теоретически, наиболее сильно, будут подвергаться процессам преобразования карбонатные породы, сложенные 100 % известняком (кальцитом), который, в результате полной доломитизации может уменьшать свой объем на 12,3 %, а при кальцитизации возможен обратный процесс. В зависимости от минералогического состава матрицы и цемента, автором предлагаются две классификации – для карбонатных (дополнение к С.Г. Вишнякову [21]) и терригенных коллекторов (дополнение к В.Н. Шванову [22]), основанные на изменении емкости коллектора в результате деформационно-метасоматических преобразований (таблица).

При доломитизации мы будем наблюдать увеличение объема пустотно-порового пространства, а при кальцитизации уменьшение, поэтому зная состав породы можно представить предполагаемый механизм следующим образом (таблица).

Для терригенных пород возьмем классификацию, предложенную В.Н. Шванового [22], так как широко используемая в последние годы классификация А.А. Ханина [23], которая делит породы–коллекторы на 6 классов по абсолютной проницаемости, не учитывает минералогию продуктивных отложений.

Таким образом, зная минералогический состав продуктивных отложений, их текстуру и структуру, можно прогнозировать степень изменения объема их пустотно-порового пространства, увеличение или уменьшения общей пористости. Так, в результате эксперимента, проведенного в ИХН СО РАН (г.Томск), доказана возможность образования доломита в присутствии карбамида и хлорида магния при температуре 160°С. При этом оказалось, что присутствие нефти не оказывает заметного влияния на образование доломита.

Таблица. Классификация известково-доломитовых пород с учетом деформационно-метасоматических процессов (по [21], с изменениями и дополнениями автора)

Порода	Содержание, мас. %		Уменьшение объема пород при доломитизации, %	Содержание, мас. %		Увеличение объема пород при кальцитизации, %
	$Ca(CO_3)_2$			$CaMg(CO_3)_2$		
Известняк	95–100	100	0,000	0	0	12,300
Известняк доломитистый	75...95	95	0,615	5…25	5	11,685
		90	1,230		10	11,070
		85	1,845		15	10,455
		80	2,460		20	9,840
		75	3,075		25	9,225
Известняк доломитовый	50...75	70	3,690	25...50	30	8,610
		65	4,305		35	7,995
		60	4,920		40	7,380
		55	5,535		45	6,765
		50	6,150		50	6,150
Доломит известковый	25...50	45	6,765	50...75	55	5,535
		40	7,380		60	4,920
		35	7,995		65	4,305
		30	8,610		70	3,690
		25	9,225		75	3,075
Доломит известковистый	5...25	20	9,840	75...95	80	2,460
		15	10,455		85	1,845
		10	11,070		90	1,230
		5	11,685		95	0,615
Доломит	0–5	0	12,300	100	100	0,000

Деформационно-метасоматическое полигенное образование залежей углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах

В дополнение к проведенным исследованиям [3, 9, 11, 12], автор предлагает еще один из возможных механизмов формирования трещиновато-кавернозного карбонатного коллектора горизонта P_1 – деформационно-метасоматический полигенный.

Образование трещиноватости в карбонатных коллекторах Юрубчено-Тохомского и ему подобных месторождениях возможно в результате уменьшения объема карбонатных пород в процессе их доломитизации (таблица). Процесс доломитизации, скорее всего носил пульсационный характер и был тесно связан с увеличением температуры осадочного чехла при подъеме в верхние слои земной коры огромного объема базитовой магмы [3], а также наличием долгоживущих разломов, приуроченных к Юрубчено-Тохомскому месторождению.

Не отвергая органогенную природу нефти в Юрубчено-Тохомском месторождении, автор предлагает рассматривать приразломные зоны, как участки для проникновения углеводородов мантийного происхождения. Мантийные углеводороды могли быть составной частью в высокоминерализованном насыщенном магнием глубинном флюиде. На глубинах в несколько километров были возможны процессы деформационно-метасоматического преобразования карбонатных пород. В результате чего сформировался трещиновато-кавернозный тип коллектора.

Если рассматривать деформационно-метасоматическое преобразование пород, как непрерывный процесс, то проникновение углеводородов мантийного происхождения от зон разломов внутрь коллектора, могло затронуть весьма обширные участки месторождения. Для уточнения данного предположения необходимо провести специальные исследования по химическому анализу нефти, локализованной на различном расстоянии от разломов.

Выводы

Углеводороды (нефть, газ, газоконденсат) трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторов Восточной Сибири, расположенные в зонах разломов могут иметь полигенное происхождение. Возможно, если поддерживать депрессию на уровне, не допускающем критического смыкания трещин, то, при наличии глубинных флюидов, насыщенных мантийными углеводородами, сыниициировать их фильтрацию от зон разломов (по трещинам) внутрь пласта. Таким образом, за счет поступления углеводородов мантийного происхождения, мы сможем извлекать больше подвижных извлекаемых запасов, чем их локализовано в залежи.

Литература

1. *Трофимук А.А.* Нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1960. № 7. С. 3–12.

2. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.

3. *Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д.* Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 166–195.

4. *Фан Пу, Чанг Байшенг*. Неморские нефти Китая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 45–59.

5. *Дмитриевский А.Н.* Полигенез нефти и газа // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 3. С. 373–377.

6. *Гладков Е.А.* Преимущество наклонно-направленных скважин перед горизонтальными при разработке сложнопостроенного продуктивного пласта // Бурение и нефть. 2010. №10. С. 22–24.

7. *Гладков Е.А.* Особенности разработки трещиновато-кавернозных коллекторов Восточной Сибири // Газовая промышленность. 2011. №8. С. 36–38.

8. *Гладков Е.А.* Возможные проблемы при разработке Верхнечонского газоконденсатнонефтяного месторождения (Восточная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. №11. С. 62–64.

9. *Ларичев А.И., Коробов Ю.И.* Результаты поверхностной газогеохимической съемки в пределах Юрубчено-Тохомской зоны НГН // Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992–1993 гг. Новосибирск, 1995. Ч. II. С.112–116.

10. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.

11. *Кашников Ю.А., Гладышев С.В., Разяпов Р.К., Конторович А.А., Красильникова Н.Б.* Гидродинамическое моделирование первоочередного участка разработки Юрубчено-Тохомского месторождения с учетом геомеханического эффекта смыкания трещин // Нефтяное хозяйство. 2011. №4. С. 104–107.

12. *Мендюк И.М.* Изучение упруго-деформационных свойств пород-коллекторов рифея Юрубченского месторождения. Иркутск.: ВостСибНИИГГиМС, 1991. 40 с.

13. *Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М.* Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н. Дмитриевского. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2002. С. 319–322.

14. *Багдасарова М.В.* Взаимодействие карбонатных пород с гидротермальными системами при формировании коллекторов нефти и газа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Матер. научно-практ. конф. г. Сыктывкар 10–19 июня 2001. Сыктывкар, 2001. С. 125–127.

15. *Дюнин В.И., Корзун В.И.* Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. М.: Научный мир, 2005. 524 с.

16. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Зона развития уникальных природных резервуаров – породы фундамента тафрогенных областей // Дегазация Зем-

ли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н. Дмитриевского. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2002. С. 258–262.

17. *Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д.* Флюидодинамическая модель формирования залежей УВ – теоретическая основа поисков месторождений нефти и газа // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н. Дмитриевского. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2002. С. 360–362.

18. *Гладков Е.А.* Теоретическая и практическая невозможность построения детальной фильтрационной модели на основе геологической модели // Бурение и нефть. 2009. №7-8. С. 22-23.

19. *Гладков Е.А.* Влияние метасоматоза на разработку месторождений углеводородов // 1-й Российский Нефтяной конгресс: Сборник материалов. М., 2011. С. 90-93.

20. *Гладков Е.А.* Причины изменения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов в процессе разработки месторождений углеводородов // Научно-практическая конференция «Современные вызовы при разработке и обустройстве месторождений нефти и газа Сибири». Сборник материалов. Томск, 2011. С. 44-45.

21. *Вишняков С.Г.* Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. Тез. докл. М.: Госгоргеонефтеиздат, 1933. С. 3–22.

22. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

23. *Ханин А.А.* Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 356 с.

В.В. Голозубов[1]

Седиментация в обстановке скольжения литосферных плит (на примерах меловых и кайнозойских бассейнов восточной окраины Азии)

Выявление границ скольжения литосферных плит в структурах древних орогенных поясов – относительно новое направление в геодинамике. Такие границы маркируются системами сближенных сдвигов, латеральные перемещения вдоль которых могут достигать тысяч километров (современный пример – система сдвигов в Калифорнии вдоль юго-западной границы Североамериканской плиты).

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН; golozubov@fegi.ru

Значительные перемещения плит Палеопацифики вдоль восточного обрамления Евразии в течение мела и кайнозоя реконструируются, как минимум, от о. Цусима на юге до Шантарских островов на севере (около 20° по широте) [2]. Меловой и кайнозойский этапы различаются как направлениями, так и масштабами перемещения соприкасающихся плит.

Структуры мелового времени рассматриваемой части окраины формировались в результате взаимодействия между активно перемещающейся (со скоростью до 29 см/г) с юга и юго-востока на север и северо-запад океанической плиты Изанаги и относительно малоподвижной Евразии [7]. Вдоль границы континент–океан при этом произошло формирование Восточно-Азиатской системы левых сдвигов [6], составной частью которой является система Тан-Лу [11]. Отдельные разломы этой системы заходят вглубь континента на расстояние до 800 км.

В моменты активизации горизонтальных перемещений на участках изломов, сближений, разветвлений и несоосных сопряжений сдвиговых зон в обстановке локального растяжения формируются S-образные и ромбовидные грабены и полуграбены, лавинообразно заполняющиеся обломочным материалом. К ограничивающим такие бассейны разломам приурочены проявления вулканизма, геохимические особенности которых свидетельствуют о смешении субдукционного, внутриплитного и корового источников в разных соотношениях [5].

Следует, по-видимому, различать обстановки формирования присдвиговых впадин в континентальной части окраины и вдоль непосредственной границы континент–океан. Внутриконтинентальные бассейны (pull-apart basins) мелового возраста весьма характерны для системы сдвигов Тан-Лу. Наиболее крупный из них – Сунляо на северо-востоке Китая (750×350 км) является главным источником углеводородного сырья в этой стране. Вдоль разломов Коджу-Ымсонг и Ёндонг-Кванджу в Юго-Восточной Корее трассируется серия более мелких бассейнов, а относительно крупный (300×100 км) бассейн Кенсан располагается на изломе Корейско-Тайваньского разлома, отделяющего Сино-Корейский кратон от мезозоид Японии. На сочленении Мишань-Фушунского и Арсеньевского разломов располагается Алчанский бассейн на севере Приморья, осадочное выполнение и проявления вулканизма в котором датируются апт-альбом [2].

Вдоль непосредственной границы континент–океан у подножья континентального склона в течение раннего мела без каких-либо перерывов в пределах Журавлевского палеобассейна накапливалась

мощная (до 15 тыс. м) толща турбидитов, распадающаяся на ряд мегаритмов мощностью 2–3 тыс. м каждый. В основании таких мегаритмов – преимущественно песчаники, в кровле – алевролиты и аргиллиты. Песчаники по составу аркозы и граувакковые аркозы, питающие провинции сложены гранитно-метаморфическими комплексами континента, с незначительной примесью материала, образованного за счет размыва юрских аккреционных комплексов [2].

Намечается несколько импульсов бассейнообразования, связанных, по-видимому, с эпизодами наибольшей активности левосдвиговых перемещений вдоль материнских разломов. Достаточно синхронно для всей системы разломов Тан-Лу бассейнообразование активизировалось в среднем и позднем валанжине, в позднем готериве–барреме, в апте – раннем альбе и в позднем альбе – раннем сеномане. В пределах Журавлевского палеобассейна этим эпизодам соответствует накопление описанных мегаритмов.

Кайнозойские присдвиговые бассейны формировались в обстановке сжатия в северо-восточном направлении и вдоль систем окраинноконтинентальных разломов северо-восточного и близмеридионального простирания (в том числе – и части разломов системы Тан-Лу) доминировали правосторонние перемещения. Предполагается, что эти перемещения являются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии [8, 10 и др.]. В соответствии с этой идеей в ходе столкновения Индийской и Евразиатской плит крупные фрагменты Евразии перемещались на северо-восток относительно прилегающих Северо-Американской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит. Участки перекрытия несоосных разломов в пределах этих систем составляли области сосдвигового растяжения. Предполагается, в частности, что комплекс глубоководных впадин Японского моря в целом представляет собой крупную структуру растяжения между несоосными Хоккайдо-Сахалинской и Цусимской системами правых сдвигов [8, 9]. Седиментация в обстановке транстенсии предполагается также и для кайнозойских нефтегазоносных бассейнов о. Сахалин и прилегающего к нему шельфа, для эоценовых угленосных впадин Приамурья, а также для Нижнебикинской и Угловской впадин Приморья [1, 3, 4]. Бассейнообразование при этом происходило, как и в мелу, отнюдь не равномерно – намечаются периоды активизации погружений впадин в эоцене, олигоцене, раннем миоцене, среднем миоцене и позднем миоцене–плиоцене. Депоцентры относительно крупных впадин Западного Сахалина и Татарского пролива мигрировали по латерали, однако суммарная мощность кай-

нозойских терригенных отложений в некоторых из них превышает 10000 м [1].

Таким образом, на значительной части восточной окраины Азии в позднем мезозое и кайнозое седиментация происходила на фоне крупномасштабных сдвиговых перемещений в обстановке скольжения этой окраины вдоль прилегающих к ней плит Палеопацифики. При этом в меловое время вдоль систем приуроченных к границам плит сдвигов доминировали левые, а в кайнозое – правые перемещения.

Литература

1. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.

2. *Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

3. *Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли Донг-У, Павлюткин Б.И., Касаткин С.А.* Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 22-33.

4. *Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И.* Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, №3. С. 74-89.

5. *Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.* Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1-15.

6. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

7. *Engebretson D., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1985. V. 206. P. 1-59.

8. *Jolivet L., Davy Ph., Cobbod P.* Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. V. 9, № 6. P. 1409-1419.

9. *Lallemand S., Jolivet L.* Japan Sea: A pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 375-389.

10. *Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813-826.

11. *Xu J.* Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone / Xu J. (ed.) // Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons, 1993. P. 17-51.

В.В. Гончар[1]

Распознавание обстановки термального шельфового погружения по скоростям осадконакопления: приложение в палеотектоническом анализе осадочных бассейнов

Условиями осадконакопления на шельфе обеспечивается соответствие между величиной тектонического (термального) погружения фундамента и мощностью накапливающегося осадочного чехла. В рамках локально-изостатической термальной модели погружения [4] можно получить следующее уравнение скорости осадконакопления на шельфе:

$$v'_s = \frac{k(\rho_m - \rho_a)}{2\sqrt{t}(\rho_a - \rho_s)}. \quad (1)$$

где ρ_s, ρ_m, ρ_a – плотности осадочного чехла, новообразованной литосферной мантии и астеносферы соответственно, t – длительность остывания, k – коэффициент с размерностью км/млн лет$^{1/2}$, связанный с температурой в кровле мантии и пространственным параметром остывания и используемый для определения мощности термальной литосферы [7]. Зависимость коэффициента утонения литосферы β от k приближенно можно представить как

$$\beta = \frac{k_m}{k_m - k}, \quad (2)$$

где k_m – коэффициент остывания океанической литосферы (температуре аномальной мантии 1500ºС при температуре солидуса базальта 1300ºС соответствует k_m = 8.51 [4]).

Связь коэффициента остывания с глубинным строением и структурой осадочного чехла демонстрирует численная модель пассивной континентальной окраины после 70 млн лет погружения (рис. 1). Отложения термального шельфа образуют полувеер, раскрывающийся в сторону океанического бассейна. Максимальная мощность шельфовых отложений (до 2.5 км) достигается в центральной части шельфа. Модель иллюстрирует недостаточность формационных принципов палеотектонического анализа. Парадоксальность ситуации заключается в том, что мелководно-морские фации надстраивают, по сути, геосинклинальный осадочный комплекс, залегающий на рифтогенном,

[1] Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Украина, 03142 Киев, Пр. Палладина, 32; gonchar@igph.kiev.ua

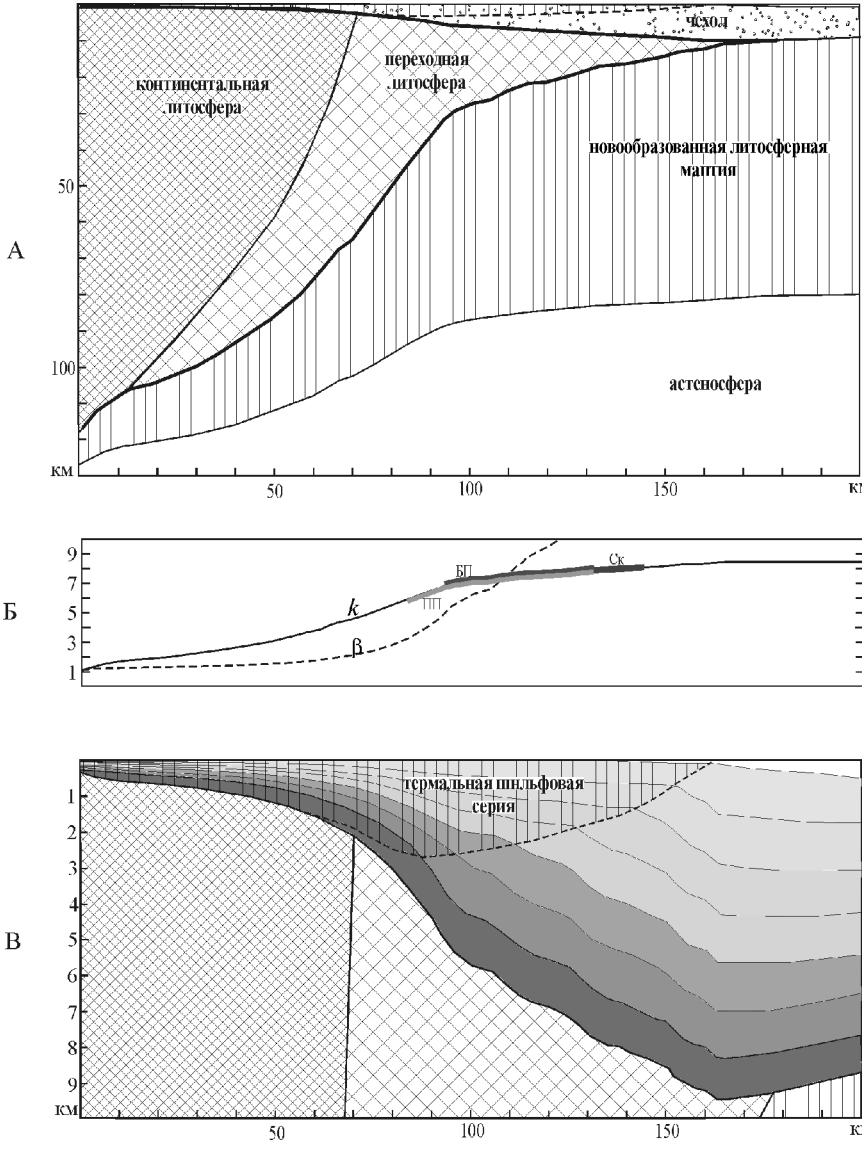


Рис. 1. Численная модель погружения пассивной окраины.

А – глубинный разрез на момент 70 млн лет после начала термального погружения. Вертикальной штриховкой отмечены шельфовые осадки. Б – профили коэффициентов k и β. Показаны установленные диапазоны коэффициента остывания для Преддобруджинского прогиба (ПП), Бориславско-Покутской (БП) и Скибовой (Ск) зон. В – строение осадочного чехла. Стратиграфические интервалы проведены через 10 млн лет

магматически и тектонически переработанном фундаменте переходной литосферы и собственно на океанической литосфере. Причиной является значительная проградация шельфа в направлении океанической впадины.

Для обнаружения шельфовой стадии в стратиграфической записи осадочного бассейна и определения на ее основе коэффициента k, скорости осадконакопления выносятся на диаграмму теоретических скоростей термального шельфа (рис. 2). Рассмотрены три примера: Каркинитский рифтогенный прогиб на СЗ шельфе Черного моря и инвертированные Преддобруджинский и Карпатский палеопрогибы (пассивные континентальные окраины).

Каркинитский прогиб (рис. 1, А). В истории погружения прогиба существовал интервал времени от кампана до позднего эоцена, в течение которого скорости осадконакопления достаточно точно следовали теоретической кривой $k6$, последовательно снижаясь от 0.05 до 0.03 мм/год. Этот отрезок эволюции можно трактовать как стадию шельфового термального погружения. Предшествующую шельфовому этапу начальную стадию термального погружения (сеноман–коньяк) следует рассматривать как период относительно глубоководного морского бассейна. С позднего эоцена скорость осадконакопления, по-видимому, вновь выходит из-под контроля термального погружения. Причиной могла быть начавшаяся в регионе тектоническая активизации. Коэффициент утонения литосферы β, соответствующий $k = 6$, составит, согласно (2), 3.4, что является типичным для континентального рифта.

Бориславско-Покутская и Скибовая зоны Украинских Карпат (рис. 1, Б). Начало термального погружения отнесено к раннему неокому (141 млн лет). Шельфовое осадконакопление в Бориславско-Покутской зоне может быть выделено в эоцене и олигоцене, скорости осадконакопления охватывают интервал теоретических кривых $k7 – k8$. Отклонение скоростей до уровня теоретических кривых $k5$ и $k6$ получено для периода среднего–позднего эоцена. Частным отклонением в сторону более высоких, чем теоретические шельфовые, значений скорости осадконакопления характеризуется средний олигоцен. Верхний временной предел термальной шельфовой серии Бориславско-Покутской зоны должен совпадать с началом общей орогенической инверсии флишевого бассейна в раннем миоцене [6]. Данные по Скибовой зоне в целом продлевают шельфовый тренд скоростей осадконакопления Бориславско-Покутской зоны, однако соответствующая им средняя траектория располагается на уровне $k = 8.2$,

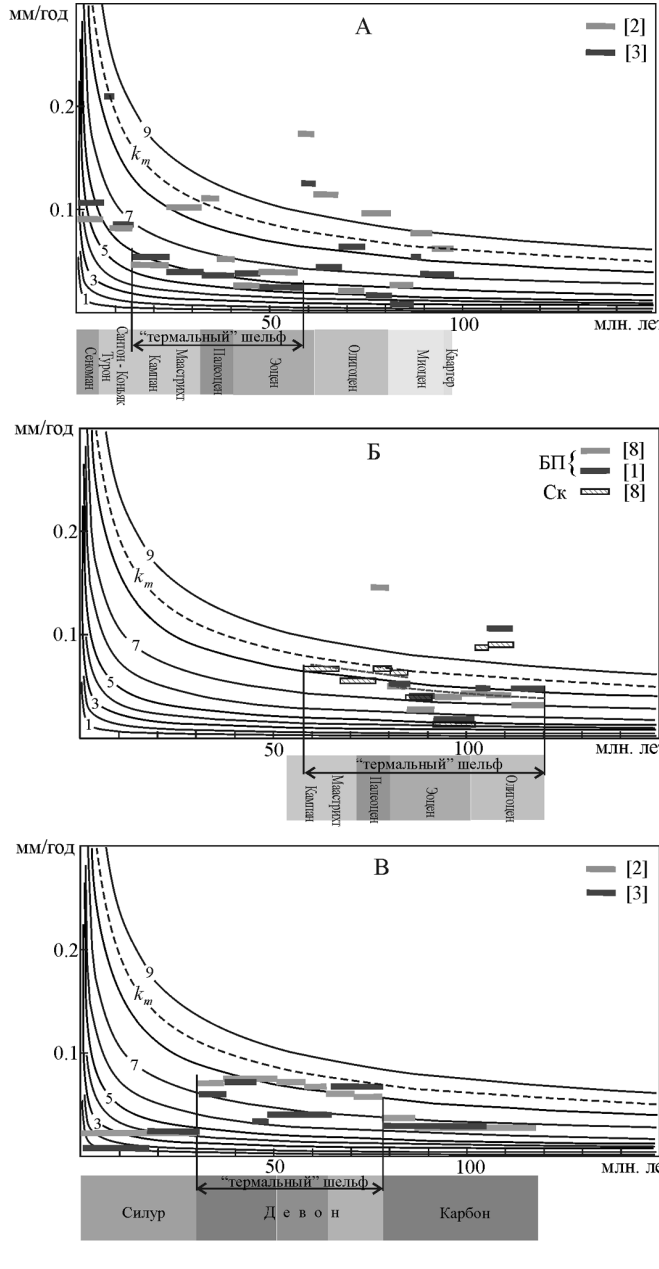


Рис. 2. Анализ скоростей осадконакопления и реконструкция шельфовых серий Каркинитского прогиба (А), Скибовой и Бориславско-Покутской зон Украинских Карпат (Б) и Преддобруджинского прогиба (В).

← На диаграммах: по вертикали – скорости осадконакопления, по горизонтали – время от начала остывания; оцифрованы теоретические кривые скорости шельфового осадконакопления, для которых указано соответствующее значение коэффициента *k*; тонированными и штрихованными прямоугольниками показаны средние скорости осадконакопления стратиграфических интервалов по данным обозначенных литературных источников

что выше среднего уровня для Бориславско-Покутской зоны (примерно 7.8). Шельфовое термальное осадконакопление в пределах Скибовой зоны, по-видимому, прекратилось в среднем эоцене, так как в это время произошло резкое понижение скорости; после чего, в олигоцене она «подскочила» до 0.1 мм/год, – аналогично отмеченным колебаниям для Бориславско-Покутской зоны. Подобная неустойчивость может говорить о приведении в действие тектонических факторов погружения фундамента, например, изгиба плиты вследствие приближения ее к зоне субдукции. Полученным высоким значениям коэффициента остывания для Бориславско-Покутской зоны соответствуют величины коэффициента утонения от 6 и выше. Это дает приблизительную палеотектоническую привязку обстановки осадконакопления: шельфовые отложения проецируются на нижнюю часть и подножие континентального склона. Шельфовая серия Скибовой зоны по уровню *k* фактически может быть соотнесена с океаническим фундаментом (рис. 1, Б).

Средний палеозой Преддобруджинского прогиба (рис. 1, В). Начало погружения отнесено к раннему силуру (438 млн лет), с которым связывается начальная стадия развития герцинской геосинклинали [2]. Отчетливыми признаками термального шельфового погружения в девоне обладает тренд скоростей сводного разреза [2], разброс значений по данным другого источника не опровергает эту ситуацию в принципе. Есть основания заключить, что значения *k* для девона изменяются в интервале 6–8. Эти высокие величины не совместимы с предположениями о квазиплатформенной природе прогиба [6]. Девонский комплекс Преддобруджинского прогиба по установленным величинам *k* является аналогом флишоидных образований Бориславско-Покутской и Скибовой зон Карпат, аналогичной должна быть и его палеотектоническая позиция – шельфовая карбонатная надстройка на терригенном осадочном основании континентального склона, в зоне перехода от континентальной к океанической литосфере (см. рис. 1). Получает подтверждение гипотеза о периокеанической природе сульфатно-карбонатного комплекса Преддобруджинского прогиба [5]. Тогда в современной позиции на краю

Восточно-Европейской платформы его следует рассматривать как аллохтон, вероятно, в составе аккреционного орогена Северной Добруджи. В этом контексте понятны и высокая степень деформации, и значительная мощность этого комплекса.

Выводы. В истории бассейнов на основе стратиграфической записи удается выделить периоды, когда скорость осадконакопления достаточно точно следовала теоретическим кривым скорости шельфового осадконакопления в условиях термального погружения. Основным практическим результатом является независимое, опирающееся на ограниченное число априорных данных, определение коэффициента k, за которым стоит фактически модель глубинного строения и развития бассейна. Данный коэффициент можно использовать как аргумент в дискуссиях о тектонической природе осадочных комплексов, что было показано на примере Преддобруджинского прогиба.

Литература

1. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971. 390 с.

2. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. Киев: Наук. думка, 1986. 152 с.

3. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1984. 184 с.

4. *Гончар В.В.* Погружение субокеанических впадин // Изв. вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 4–14.

5. *Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л., Трегубенко В.И., Лебедь Н.И.* Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. Киев, 2002. 251 с.

6. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.

7. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 370 с.

8. Фондовые материалы. Ващенко и др., 1985. Геологическая съемка 1: 50 000.

В.В. Гончар[1]

Погружение субокеанических впадин Черного моря (реконструкция на основе термального механизма)

История термального погружения рифтовых впадин, по аналогии с океаническими бассейнами, может быть рассмотрена в рамках одномерной задачи остывания мантийного полупространства [7, 8]. Применяемый методический подход [2] позволяет, привлекая процедуру бэкстриппинга и гипотезу о локальной изостазии, использовать одномерное приближение для расчета профиля субокеанического бассейна на этапах погружения, совпадающих с выделенными стратиграфическими рубежами. Гипотеза одновременного раскрытия Западно- и Восточно-Черноморской субокеанических впадин (ЗЧВ и ВЧВ) – один из возможных вариантов развития Черноморского задугового бассейна, аргументированный в работах [1, 3, 5]. Выполненная реконструкция – попытка представить некоторые общие закономерности совместной эволюции впадин на пострифтовом этапе. За основу взят сейсмостратиграфический профиль из работы [6]. Начало термального погружения, в соответствии со стратиграфическим подразделением разреза, отнесено к рубежу позднего мела–палеоцена (65 млн лет), что хорошо соотносится с временем завершения спрединга в обеих котловинах – 68.7–71 млн лет, по данным [5]). Уровень компенсации принят равным 130 км; другие параметры те же, что и в работе [2].

Модель глубинного строения. В рассчитанной модели (рис. 1) зона раскрытия океанической литосферы приурочена к депрессии фундамента в восточной части ЗЧВ и имеет ширину порядка 150 км. В юго-западной части осадочный слой подстилается остаточной литосферой мощностью от первых км до 10 км. На восток ее мощность резко увеличивается под валом Андрусова – до 40 км, далее, в пределах ВЧВ толщина слоя реликтовой литосферы составляет 10–15 км, его подошва оказывается на глубине 22–24 км. Это приблизительно тот уровень, на котором фиксируется подошва коры по геофизическим данным [4]. Подошва современной новообразованной литосферы под ЗЧВ и ВЧВ прогнозируется примерно на уровне 80–85 км, она несколько опущена под валом Андрусова – до 95 км.

[1] Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины. Украина, 03142 Киев, Пр. Палладина 32; gonchar@igph.kiev.ua

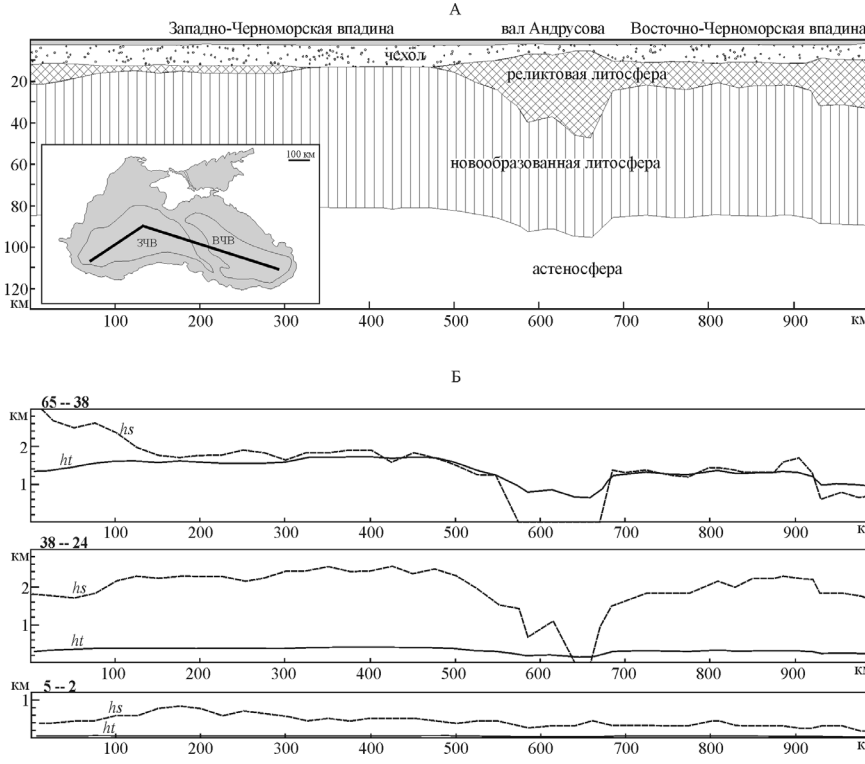


Рис. 1. А – модель глубинного строения впадин Черного моря вдоль сейсмостратиграфического профиля из работы [6] (на врезке – схема расположения). Б – графики термальной (*ht*) и осадочной (*hs*) составляющих погружения фундамента для разных временных интервалов (цифры вверху слева, млн лет)

Вклад термальной и осадочной составляющих погружения. В течение первой стадии (палеоцен–эоцен) их кривые практически совпадают (рис. 1, Б), это означает, что скорость осадконакопления полностью контролировалась скоростью термального погружения фундамента. Исключение составляют фланги ЗЧВ и ВЧВ, где осадочный сток в большей степени определяется поступлением осадков с суши и кривые погружения за счет остывания и осадочной нагрузки расходятся. Уже в олигоцене их соотношение резко меняется: если вклад осадочного чехла остается стабильно высоким (2.2–2.4 км погружения фундамента), то термального – падает до 400 м, при этом сама кривая термального погружения вдоль профиля существенно выравнивается. Однако котловины продолжают “притягивать” максимумы

мощностей осадочного материала. Пренебрежимо малым (50 м и менее) был вклад термального прогибания в течение последних 5 млн лет, кривые осадочного погружения при этом показывают свою полную независимость от термального фактора.

Эволюция впадин. В начале погружения (рис. 2, А) бассейн, объединяющий ЗЧВ и ВЧВ, выглядит как единый благодаря тому, что современное превышение вала Андрусова над депоцентрами впадин (5–7 км) снивелировано. В своем первоначальном состоянии, согласно модели, высота палеовала Андрусова почти на порядок меньше – от 800 до 1000 м. Соответственно, погружение дна обеих впадин примерно одинаково и различается на первые сотни м. Максимальная глубина моря – 3.4 км в зоне спрединга. После отложения осадков палеоцена–эоцена (рис. 2, Б) перепад высот между вершинами вала и впадинами возрастает на величину мощности осадочного чехла, при этом вал по-прежнему выступает в рельефе дна на несколько сотен м. Мощность осадков увеличивается в сторону юго-западного окончания разреза, в связи с чем формируется перекос фундамента ЗЧВ с увеличением глубин в этом направлении. Возможно, что на юго-западной окраине бассейна в это время существовал краевой прогиб. Глубина моря в конце эоцена составляет 4 км в ЗЧВ и 3.6 км в ВЧВ. К концу олигоцена (рис. 2, В) достигается важный рубеж – происходит осадочная компенсация впадин, формируется единый бассейн с глубиной моря до 3 км и почти плоским дном. Превышение вала Андрусова над впадинами приближаются к современному. Профиль фундамента ЗЧВ выравнивается, нагрузка чехла на юго-западную окраину ослабевает. В миоцене (рис. 2, Г) усиленный сток осадков со стороны Кавказа и В. Понтид приводит в конце периода к некоторому обмелению ВЧВ – до 2.4–2 км, тогда как глубина моря в ЗЧВ сохранилась на прежнем уровне – около 3 км. Данный перекос сохранился в плиоцене (рис 2, Д), однако депоцентр сместился в западную часть ЗЧВ, где влияние приобрел привнос осадков со стороны растущего Карпатского орогена.

Заключение. Обособленные субокеанические впадины Черного моря прошли в своем развитии цикл от зародышевого состояния, через пик выраженности глубоководных котловин до полной компенсации осадками. Механизм раннего синхронного оформления впадин связан с относительно быстрым термальным опусканием областей с высокими значениями k на начальном этапе остывания мантии [2]. Их функционирование продолжается при снижении потенциала термального прогибания за счет накапливающихся осадков. Формирова-

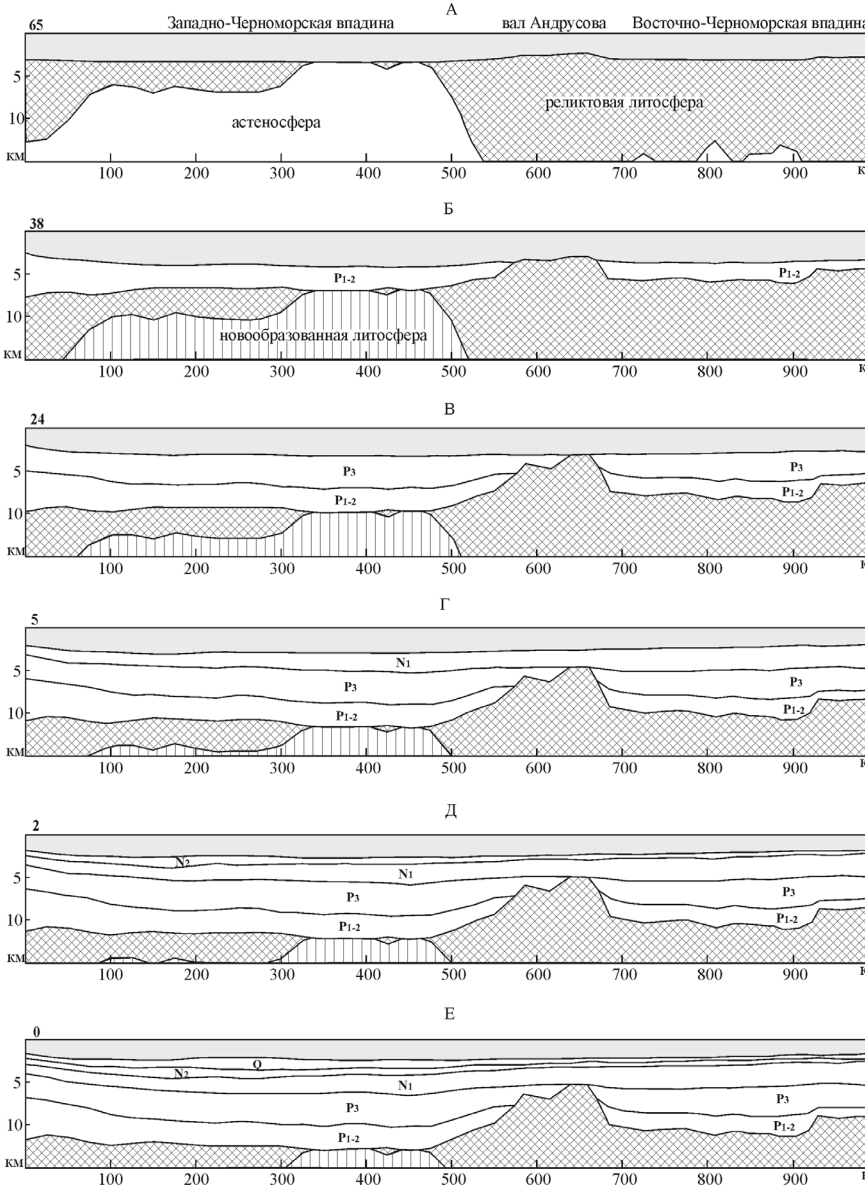


Рис. 2. А–Д: реконструкции морского и осадочного бассейнов вдоль профиля для различных временных рубежей; вверху слева – время (млн лет). Е – современное состояние (по [6])

ние единой впадины Черного моря происходит, когда вклад термального погружения пренебрежимо мал.

Литература

1. *Вержбицкий Е.В., Кузин И.П., Лобковский Л.И.* Возраст и мощность литосферы региона Черного моря // Геотектоника. 2003. №6. С. 80–89.

2. *Гончар В.В.* Погружение субокеанических впадин // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2011. № 3. С. 4–14.

3. *Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3–17.

4. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Отв. ред. В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский. М.: Наука, 1989. 207 с.

5. *Шрейдер Ал.А.* Раскрытие глубоководной котловины Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 4. С. 592–604.

6. *Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al.* Geophysical study of the Black Sea // Bollettino di Geofisica. Teorica ed applicata. 1988. V. XXX. P. 75–155.

7. *Kusznir N.J., Ziegler P.A.* The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear / pure-shear flexural cantilever model // Tectonophysics. 1992. V. 215. P. 117–131.

8. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. №1. P. 25–32.

В.М. Горожанин[1]

Деформации осадочного чехла юго-востока Русской плиты: влияние на нефтегазоносность

Существование генетической связи нефтегазоносных структур с разломной тектоникой в осадочных бассейнах признается многими исследователями. Недостаточно ясным остается вопрос о том, разломы какого времени заложения являются определяющими при формировании нефтегазоносных структур? Этот вопрос обычно решается при исследовании соотношения структурных планов на различные «срезы» времени (стратиграфические уровни). В настоящее время во взглядах на нефтегазоносность восточной и юго-восточной части Русской плиты преобладают представления о ведущей роли палео-

[1] Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; gorozhanin@ufaras.ru

структурной приуроченности залежей углеводородов (УВ): залежи связывают с палеорифами, грабенообразными палеопрогибами, речными палео-врезами, палео-рукавами и т.п. Формирование этих структур традиционно связывают с геодинамическими процессами в прилегающей Уральской складчатой области, которые начались в раннем девоне и завершились в поздней перми – триасе. Структурные элементы предыдущего тектонического этапа при этом нивелируются («запечатываются») накоплением осадков в течение последующего. В соответствии с этими представлениями формулируются и поисковые критерии.

Между тем накапливается все больше фактов, свидетельствующих об унаследованности разновозрастных структурных планов. Соотношение их до конца не выяснено. С одной стороны, имеются крупные своды и флексуры в осадочном чехле, образование которых обусловлено глыбовыми движениями блоков фундамента, в таких флексурах нефтегазоносность часто наблюдается по всему разрезу палеозоя. С другой стороны, выявляются молодые тектонические структуры, наложенные на более древние палеотектонические планы и резко их секущие, с ними также связаны залежи УВ.

На примере различных частей Волго-Уральской провинции – в пределах Татарии, Башкирии, Пермского края рассмотрены факты, свидетельствующие о значительной, если не определяющей роли в формировании нефтеконтролирующих структур наиболее позднего мезо-кайнозойского и неотектонического этапа.

Для Южно-Татарского свода (ЮТС) известны факты приуроченности нефтеносных структур к флексурам в осадочном чехле, развитым над тектоническими нарушениями кристаллического фундамента. Это подтверждается блоковыми деформациями реперных горизонтов, связью нефтеносных пластов с разломами, которые секут одновременно и фундамент и осадочный чехол, возрастанием доли нефтеносных структур и продуктивности пластов в направлении к тектоническим зонам [1]. При этом, по мере увеличения тектонической нарушенности увеличивается стратиграфический интервал нефтеносности, площади залежей, их запасы, дебиты скважин. Совпадение в плане приподнятых блоков в пределах ЮТС с палеогеновой поверхностью выравнивания [2] указывает на относительно молодое время тектонических деформаций.

На юго-западном склоне Южно-Татарского свода на территории Башкирии выделяются грабенообразные прогибы, которым приписывается конседиментационный девонский возраст. Также были

выявлены постседиментационные прогибы и зоны горстовидных поднятий, образование которых связывали с Уральской складчатостью [3]. Альтернативные трактовки предполагают одномоментное образование указанных структур, а учитывая, что «грабенообразные прогибы» выражены в современном рельефе, можно допустить их неотектоническое время образования.

Башкирский свод. На западном склоне современная амплитуда многих поднятий в терригенном девоне – Четырмановского, Югомашского, Татышлинского и др., обусловлена молодыми послепермскими движениями. Структуры характеризуются максимальным заполнением ловушек, что свидетельствует о позднем формировании залежей; их переформирование, возможно, продолжается и в настоящее время, что выражается в отдельных месторождениях (Шкапово, Арлан) в уменьшении плотности нефтей в сторону регионального наклона пород и ВНК [3]. В районе Арланского месторождения молодая тектоника фиксируется по деформации поверхности уфимских отложений. Месторождения в терригенном карбоне этой структуры связывают с наличием палеорек (рукавообразные залежи), в то же время общий рисунок нефтеносности соответствует наличию разломных зон. Особенно ярко это проявляется для восточной части свода и прилегающей части Бымско-Кунгурской и Юрюзано-Айской впадин. Месторождения УВ в Юрюзано-Айской впадине Предуральского прогиба расположены в виде полосы субширотного простирания – от Усть-Айского на западе до Апутовского на востоке – перпендикулярно уральским структурам. Генетическая природа выделенного геоморфологами в 1959 г. субширотного Метелино-Кызылбаевского вала становится очевидной, если совместить геоморфологическую карту Юрюзано-Айской впадины с картой кристаллического фундамента: эта субширотная зона хорошо соответствует бортовой зоне Камско-Бельского авлакогена раннерифейского заложения. Очевидно, образование разломно-блоковой структуры данного участка произошло в результате активизации древних разломов краевой зоны авлакогена в эпоху неотектонической активности.

В северной части Башкирского свода на территории Пермского края наблюдается различное соотношение структурных планов девона и карбона в бортовых зонах прогибов Камско-Кинельской системы (ККСП) [4]. Нефтеперспективные структуры на юго-востоке Пермского края связывают с фаменскими карбонатными органогенными постройками (рифами, палеобанками) и структурами их облекания. Выявлено несоответствие структурной карты по кровле кы-

новских отложений с положением ККСП. Л.А. Корневой [5] показано, что начало формирования структурных ловушек для нефтяных и газовых месторождений Пермского Прикамья относится к позднему девону, когда структуры сформировались на 20–40 % от современного этажа, а основной этап прироста начался в позднеальпийское время (послеакчагыльскую фазу тектогенеза).

Для Оренбургской части Волго-Уральской области наблюдаются те же закономерности, установленные в других частях этого нефтегазового региона. Несовпадение девонского и каменноугольного структурных планов отмечено для Муханово-Ероховского прогиба [4] – нефтеконтролирующие каменноугольные структуры секут план девонской Бузулукской впадины, совпадение их простираний субширотным валам позволяет предположить более молодой мезокайнозойский возраст этих структур. Однако, имеются особенности, связанные с солянокупольной тектоникой. В наиболее погруженных частях палеозойского осадочного чехла (северная часть Прикаспийской впадины, юг Предуральского прогиба) соляной диапиризм затушевывает современный структурный план, что затрудняет реконструкцию других палеопланов. Соль, как наиболее подвижный элемент осадочного разреза, чутко реагирует на любую активизацию тектонических движений. Зародившись в триасе, соляная тектоника была активна на неотектоническом этапе и, возможно, продолжается до сих пор, что дает возможность по распределению в плане соляных валов и мест их пересечений, перемычек, отдельных диапиров, наметить общий структурный рисунок современного тектонического плана. В целом он соответствует ортогональной и ромбической системе напряжений; преобладание субмеридиональных простираний в Предуральском прогибе и субширотных в Прикаспийской впадине определяется направлениями взбросо-сдвиговых деформаций, формирующих горстовидные тектонические структуры «цветкового» типа (Акобинское, Нагумановское месторождения).

Генетические причины неотектонической активизации. Для Волго-Уральской провинции давно установлено генетическое единство углеводородов, источником которых являются доманикоиды верхнего девона. Роль разломов в создании зон нефтегазонакопления – не только перераспределяющая, но и созидающая, поскольку в осадочных толщах (карбонатных породах) вблизи разломов формируются зоны улучшенных коллекторов. При сопоставлении карты нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области с тектоническими схемами основных структурных элементов намечается

ортогонально-ромбовидная сеть разломов, не связанная с уральской складчатостью. По современным геодинамическим представлениям происхождение ее связано с завершением коллизионных процессов в Альпийско-Гималайском складчатом поясе [6].

Оценка масштаба мезокайнозойских и неотектонических движений может быть проведена по амплитуде инверсионной структуры в центральной части Урало-Сакмарского рифейского авлакогена, а также по амплитуде погружения поверхности пермских рифов в Предуральском прогибе, которая достигает 5 км на участке от г. Стерлитамака до юга Соль-Илецкого свода.

В целом можно наметить несколько общих моментов для нефтегазоносных участков – выраженность большинства тектонических валов в рельефе, подчиненность всей картины распределения месторождений общей ортогонально-ромбовидной сети разломов, что указывает на активизацию востока Русской плиты в альпийскую складчатость. Масштаб этих деформаций, как и роль самого альпийского этапа в формировании нефтегазоносных структур на сегодняшний день недооценена. Нефтепоисковые работы должны быть ориентированы не столько на обнаружение древних палеотектонических, сколько на поиск более молодых, неотектонических структур.

Литература

1. *Плотникова И.Н.* Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. СПб.: Недра, 2004. 172 с.

2. *Горелов С.К.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М.: Наука, 1972. 216 с.

3. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. Т. IV. Башкирская АССР. М.: Недра, 1975. 240 с.

4. *Казыгашев А.П., Кайдалов В.И., Ощепков В.А.* О соотношении структурных планов между опорными поверхностями девона и карбона в бортовых зонах Камско-Кинельской системы впадин // Геология и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбургское книжное изд-во, 2001. С. 32-35.

5. *Корнева Л.А.* К вопросу о времени формирования нефтяных и газовых месторождений Пермского Прикамья // Стратиграфия и нефтегазоносность карбона западного Урала и Приуралья. Пермь: РИО ППИ, 1973. С. 162-168.

6. *Копп М.Л.* Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 340 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 552).

Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин[1]

Осадочные бассейны разных палеотектонических обстановок в палеозое Южного Урала и Приуралья

Закономерности изменения фациального состава осадочных комплексов, входящих в состав формаций, определяют тип бассейна осадконакопления и тектоническую (геодинамическую) обстановку его формирования. Изучение особенностей латеральной и вертикальной смены осадочных бассейнов и определение их структурного положения является одной из приоритетных задач нефтегазовой геологии.

При формационном анализе осадочных и магматических комплексов на Урале были выделены эпиконтинентальные рифтовые, шельфовые, батиальные, океанические, островодужные и коллизионные обстановки [1 и ссылки], прослеженные от раскрытия Палеоуральского океана в ордовике до его закрытия в результате девонской субдукции и последующих коллизионных событий в течение карбона и перми. На каждой геодинамической стадии формировались определенные типы бассейнов [2, 3] (таблица).

По структурному стилю синтектонические осадочные бассейны подразделяются на два типа – впадины, образующиеся при складчатых деформациях (передовые прогибы, впадины в тылу и на фронте надвиговых структур) и рифтогенные впадины (грабены) образующиеся при разрывных деформациях, в том числе сдвигового типа [3] (рис. 1). Примером отложений во впадинах первого типа являются осадки преддуговых (туратская толща), принадвиговых (кугарчинская свита) и аккреционных (зилаирская свита) бассейнов. К этому же типу относятся отложения активного борта передового прогиба. К рифтогенным отложениям относятся осадки континентальных и океанических спрединговых, тыловодужных, постсубдукционных и присдвиговых впадин. Примером седиментации в грабене присдвигового типа на юго-восточном склоне платформы (к северу от Оренбургского вала) являются песчано-алевритовые осадки нефтеносной верхнефранско-раннефаменской колганской толщи, которая считается продуктом размыва суши в районе Соль-Илецкого свода и сноса терригенных осадков в зону Муханово-Ероховского прогиба, входящего в систему Камско-Кинельских прогибов платформы [4].

[1] Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), Уфа, Россия; gorozhanin@ufaras.ru

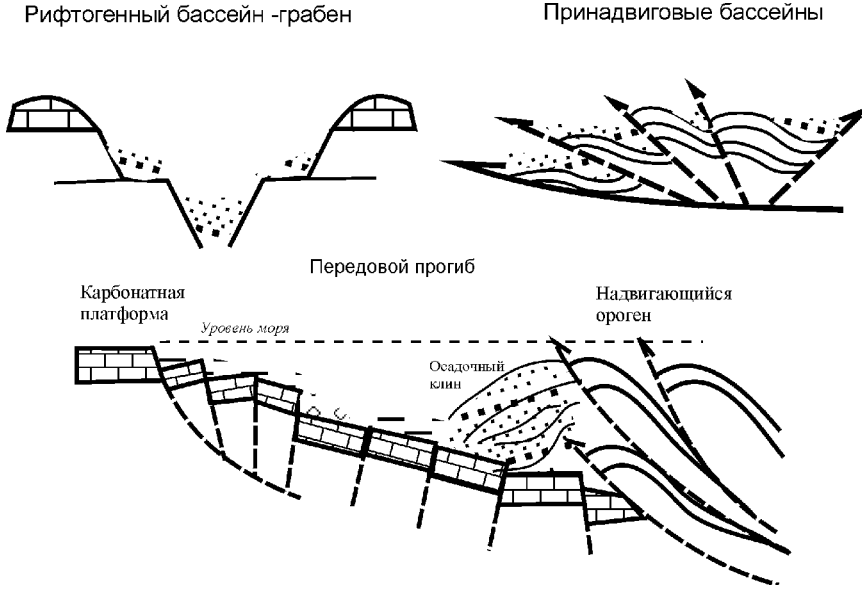


Рис. 1. Модели основных тектонических типов осадочных бассейнов

Формирование разных типов впадин отмечается на любом геодинамическом этапе и зависит от распределения тектонических напряжений в области впадины.

В стадии относительного тектонического покоя формируются шельфовые осадки. Распознавание терригенных шельфовых, континентально-склоновых и грабеновых осадочных отложений (например, для ордовикских осадков) не всегда является однозначным.

Наблюдается совпадение во времени тектонических событий на Урале и на платформе. В условиях более жесткой платформы активизация тектонических событий проявляется в грабенообразовании и появлении терригенного привноса в область карбонатонакопления. Как правило, эти терригенные осадки служат нефтяными коллекторами.

Литература

1. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000.146 с.

2. *Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 200 с.

Таблица. Сопоставление тектонических типов бассейнов Южного Урала и Восточно-Европейской платформы (ВЕП)

Стратигр. интервал	Геодинамическая стадия	Бассейны Южного Урала	Бассейны пассивной окраины ВЕП
1	2	3	4
P_2	Завершение континентальной коллизии	Конусы выноса в предгорную аллювиальную равнину	Прибрежные мелководные бассейны, озера и дельты
P_1 kg	Фаза тектонического покоя	Денудация в восточных зонах Заполнение впадины передового прогиба эвапоритовыми осадками	Мелководно-шельфовые впадины (филипповский горизонт) Эвапоритовые лагуны (иреньский горизонт)
P_1ar P_1 a-s C_3	Континентальная коллизия	Впадины передового прогиба	Карбонатный шельф, обрамленный рифами
C_2	Начало континентальной коллизии ВЕП и Казахстанского континента	Впадины пояса надвигов и складок на фронте коллизионного орогена (кугарчинская свита) Присдвиговые впадины в восточных зонах (кардаиловская свита)	Карбонатный шельф с терригенным привносом со стороны платформы (верейский горизонт)
C_1s	Фаза тектонического покоя	Глубоководная шельфовая впадина на фронте аккреционной зоны (бухарчинская свита) Карбонатный шельф на цоколе островной дуги в восточной зоне (кизильская свита)	Карбонатный шельф
C_1 t-v	Постсубдукционный спрединг, образование Магнитогорско-Богдановского грабена	Постаккреционные передовые впадины, наложенные на континентальный шельф (куруильская, иткуловская свиты) Рифтогенные впадины, наложенные на островную дугу (березовская свита)	Карбонатный шельф с терригенным привносом со стороны платформы (радаевский, бобриковский горизонты)
D_3f- fm	Коллизия дуга–континент, причленение Магнитогорской дуги к ВЕП	Аккреционные (зилаирская свита) и предаккреционные впадины (мукасовский, ибрагимовский горизонты, кинская свита)	Внутрикратонные прогибы Камско-Кинельской системы, обрамленные рифами, и грабены на сводах между ними (орловская, колганская толщи)

Окончание табл.

1	2	3	4
D_{1-2}	Субдукция – начало закрытия Уральского палеоокеана, формирование островных дуг	Карбонатный шельф, обрамленный рифами (бельская свита) Впадины континентального склона и подножия (хуторская толща) Надсубдукционные предостроводужные (актауская, ишкининская толщи) островодужные склоновые (ирендыкская, улутауская свиты) и тыловые впадины (ярлыкаповская, карамалаташская свита)	Терригенный шельф (хлебодаровская, такатинская свиты), терригенно-карбонатный и карбонатный шельф (вязовский, койвенский, бийский, афонинский чусовской, чеславский горизонты), терригенный привнос с платформы (муллинский, ардатовский горизонты)
O-S	Океанический спрединг	Впадины континентального склона и подножия (сухолядская толща, бетринская свита) Окраинно-континентальные и океанические впадины (поляковская, сакмарская свиты)	Терригенный шельф (идянтауская свита)
O	Континентальный рифтинг	Грабены (бактинская, кидрясовская, маячная свиты) Терригенный шельф (набиулинская свита)	Оренбургский грабен

3. *Горожанина Е.Н.* Тектонические типы и модели бассейнов осадконакопления в палеозое Южного Урала и Приуралья // Материалы Международной конференции «Современное состояние наук о Земле». М., 2011. С. 485-489.

4. *Горожанина Е.Н., Побережский С.М., Горожанин В.М., Ефимов А.Г.* Тектоническая модель седиментации верхнедевонской колганской толщи западной части Оренбургского вала (по данным бурения) // Актуальные вопросы литологии / Материалы 8-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИИГ УрО РАН, 2010. С. 82-84.

В.Я. Горьковец[1]

Геодинамика и эволюция седиментогенеза в неоархее Фенноскандинавского щита

В современной геологии проблемы соотношения седиментогенеза, магматизма и тектоники приобретают фундаментальное значение в решении основной проблемы энергетической обстановки в недрах Земли и структурно-тектонических режимов экзогенных и эндогенных процессов при формировании земной коры т.е. существует четкая взаимосвязь между глубинными и поверхностными структурами Земли. Эта взаимосвязь вызвана совокупностью определенных геологических, геодинамических, физических, физико-химических и палеогеографических условий.

Материалы космических съемок и геологические научно-исследовательские работы достоверно показали, что на поверхности земной коры проявлены довольно многочисленные кольцевые образования диаметром десятки и сотни километров. Возникновение кольцевых структур в значительной степени обусловлено процессами – геодинамическими, тектоническими, вулканическими, магматическими, экзогенными, метаморфическими процессами и их сочетанием между собой.

Особенности размещения геологических комплексов в неоархее Фенноскандинавского щита (ФСЩ), зональность распространения образований, формационная, металлогеническая зональность, изотопно-геохимическое датирование и геофизические данные убедительно свидетельствуют, что развитие архейской подвижной зоны происходило над восходящими мантийными диапирами. Позднеархейские зеленокаменные пояса представляют собой останцы (реликты) архейского палеобассейна и служат поверхностным выражением, проекцией термальных диапиров, зародившихся на границе ядра и мантии.

Среди изученных ареалов развития осадочных и вулканогенных-осадочных докембрийских комплексов ФСЩ не установлено ни одного, в котором бы сохранились в полном объеме разрезы осадочных толщ. Чаще всего литогенетические исследования проводятся на сокращенных разрезах в разобщенных геологических структурах. Одной из главнейших особенностей Фенноскандинавского щита (ФСЩ) является общая тенденция к продолжительным колебательным дви-

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия; gorkovet@krc.karelia.ru

жениям, многократной смены длительных этапов аккумулятивных процессов и процессов сводового воздымания.

Опыт изучения докембрийских, особенно осадочных серий архея интенсивно преобразованных метаморфическими (от зеленосланцевой до гранулитовой фации), метасоматическими процессами и мигматизацией дает основание обнаружить признаки первичного состава и структурно-текстурных особенностей.

На основе геологических и геофизических исследований, подтвержденных материалами космических съемок, в пределах Карельского кратона Фенноскандинавского щита выделяются кольцевые структуры диаметром около 500 км, сложенные по периферии неоархейскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, прослеженные в виде эшелонированных зеленокаменных поясов, представляющими собой реликты краевой части крупных мантийных диапиров, развивающихся в тектонофизической обстановке «жесткого штампа» [1]. Центральная часть в средней части Карельского кратона представлена гранит-зеленокаменной областью, сложенной неоархейскими зеленокаменными и белокаменными поясами, содержащими неоархейские метатерригенные флишевые осадки в ассоциации с хемогенно-осадочными железисто-кремнистыми.

В восточной и центральной части Карельского кратона в современном эрозионном срезе с региональной положительной гравиметрической аномалии выделяется мантийный Вокнаволокский и немагнитные Водлозерский и Беломорский геоблоки, близкие по вещественному составу и отличные по свойствам. Блоки представлены деформированными гранулитовыми комплексами с изотопными датировками 3,5 млрд лет [Сергеев и др., 1988; Mutanen, Huhma, 2003].

При литологических и стратиграфических исследованиях в качестве границы палеоархейских саамских и неоархейских лопийских комплексов в коренных выходах Костомукшский, Лехтинский и Кухмо-Суомуссалми структур представлена базальная терригенная толща.

Литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании в условиях компенсированного циклического осадконакопления мелководного бассейна. Аренитовый характер осадков, представленный аркозовыми песчаниками, свидетельствует о большой скорости транспортировки обломочного материала из прилегающих областей континентального выветривания палеоархейских блоков. Мощность базальных толщ достигает 1000 м.

Характер формирования базальных терригенных лопийских толщ свидетельствует о понятии палеоархейских блоков, а зоны сочленения Вокнаволокского и Водлозерского блоков несут признаки глу-

бинных разломов [2, 4], а Беломорского геоблока – характер соотношения как чехла и фундамента. Такие глубинные разломные зоны являлись проводниками магматических расплавов коматиит-базальтового и, реже, риодацитового состава.

С завершением этапа образования ареалов лопийского вулканоплутонизма произошла инверсия тектонического режима подъема территории, формирование кор химического выветривания и образование ритмично-слоистых песчано-глинистых флишевых толщ в ассоциации с железисто-кремнистыми осадками [3].

Вместе с постоянно и медленно накапливающимися на дне архейских бассейнов хемогенными железисто-кремнистыми осадками (фоновые осадки) из мутьевых спазматических потоков подвижной зоны в результате гравитационных процессов формируется железисто-кремнистый флиш (турбидиты), характерный для хемогенного терригенно-осадочного седиментогенеза в раннем докембрии.

В случае интенсивного питания и большого влияния сейсмичности в пелагической зоне происходит многократное образование чередующихся песчано-глинистых ритмов (циклов) с градационной слоистостью (типа «graded bedding»). Хемогенная железисто-кремнистая седиментация в отдельных случаях подавлялась терригенной, и соединения железа и кремнезема не образовывали самостоятельных прослоев, а осаждались совместно с терригенными осадками. Снижение сейсмической активности в шельфовой зоне, сокращение областей питания, выразившиеся как перерывы терригенной седиментации, привело к формированию в пелагической обстановке хемогенных железисто-кремнистых осадков. Как правило из мутьевого потока с удалением от континентального склона образуется латеральный ряд с градационным уменьшением размеров зерен в терригенных и химических осадках по схеме: песчаники – глинисто-песчаные – песчано-глинистые-глиноземисто-железисто-кремнистые – железисто-кремнистые осадки. Переходы между элементами внутри каждого цикла (ритма) постепенные, между циклами – четкие, резкие.

Таким образом, экзогенные процессы представляют собой источник терригенных и хемогенных осадков, являются продуктами химического разрушения и переотложения неоархейских кор химического выветривания и выделены в терригенную флишевую железисто-кремнистую формацию, широко развитую в пределах Карельского кратона.

Третий уровень развития терригенных осадочных толщ в неоархее сформировался на этапе стабилизации Карельского кратона и

превращения его в протоплатформенную область (изотопной датировки < 2,65 млрд лет).

На этом этапе сформировались зрелые мономиктовые аллювиальные кварцевые песчаники и кварцевые конгломераты с повышенным содержанием глиноземистого материала. Текстура песчаника – косослоистая (участок Хейтапера-Кухмо; Суккозеро), потоковая, направленными движениями от кварцевых конгломератов – гравелитов – грубых и затем среднезернистых кварцевых песчаников до алевритов (смена на протяжении 3 км) (Хедозеро-Большозерская структура) [5].

Таким образом, различные структурно-тектонические условия, связанные с проявлением суперплюмов, в дальнейшем – локальных плюмов (протуберанцев), определяющих развитие подвижной области и на заключительной фазе развития земной коры в неоархее – кратонизации, привели к формированию эволюционного ряда различного типа осадочных пород: от аренитовых песчаников на первом этапе, терригенных флишевых с фоновыми хемогенными железисто-кремнистыми на этапе подвижной области и на заключительном этапе – стабилизации мономиктовых аллювиальных кварцевых конгломератов и песчаников.

Литература

1. *Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А.* Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонотиты, кимберлиты). Новосибирск: Изд. СО РАН, 2008. 537 с.

2. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

3. *Горьковец В.Я.* Модель железонакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Института геологии КарНЦ РАН. «Проблема геологии докембрия Карелии». Петрозаводск. 1993. С. 11-28.

4. *Горьковец В.Я.* Вокнаволокский блок: геологическое строение, палеогеодинамическая реконструкция // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения / Материалы научной конференции. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 150-152.

5. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С.* Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 173 с.

6. *Сергеев С.А., Левченкова О.А., Лобач-Жученко С.В., Яковлев С.З.* 3,5 млрд лет – древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942-945.

7. *Mutanen T., Huhta H.* The 3,5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. V. 75, N 1-2. P. 51-68.

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев[1]

Литологические особенности и условия накопления триасово-нижнеюрского комплекса на о. Котельном (Новосибирские острова)

Триасово-нижнеюрские отложения на о. Котельном представлены преимущественно морскими глинами с фосфатными и сидеритовыми конкрециями. Значительные интервалы (десятки метров) нижней части разреза на уровне оленек–карний сложены углеродистыми сланцами. Наиболее обогащены органическим веществом сланцы, в которых в породообразующем количестве присутствуют остатки водорослей Tasmanites. На некоторых уровнях разреза присутствуют прослои и конкреции известняков и доломитов. Юрская часть разреза отличается от подстилающих отложений заметным количеством алевролитов и полимиктовых песчаников, содержащих обломки осадочных пород и кислых вулканитов. Главное поле выходов пород комплекса расположено в центральной части острова. В южном и юго-восточном направлении происходит выклинивание некоторых горизонтов. В разрезе триаса предполагается ряд перерывов, которые маркируются выпадением фаунистических зон, загипсованностью, наличием охр и др. Общая мощность разреза триаса – нижней юры может быть оценена в 1,5 км.

Нижний контакт триаса вскрыт расчистками на одном из притоков р. Прямой. На известняках среднего девона лежат индские цветные глины и охры, содержащие обломки глинизированных базальтовых туфов. На простирании, в верховьях р. Шейны, в основании триаса залегают миндалекаменные базальты мощностью около пятнадцати метров. Они также подстилаются девонскими известняками. В северо-западной части о. Котельный (побережье к югу от лагуны Станции) в кровле палеозойского разреза присутствуют пермские отложения, но непосредственный контакт с триасом не обнажен. Геологи НИИГА [5] предполагали перерыв на границе перми и триаса; наши наблюдения подтверждают это мнение. По-видимому, в конце перми (а во многих районах острова и раньше) произошло осушение палеозойского бассейна, формирование коры выветривания, и осуществились наземные излияния базальтов. Последние мы связываем с отголосками пермо-триасового траппового магматизма, более широко проявленного на соседнем о. Бельковском.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия tyani_tolkai@mail.ru

По мнению А.Ю. Егорова и его соавторов [3], триасовый комплекс накопился на абиссальных глубинах при большом удалении от берега. Такие выводы основаны на полном отсутствии в разрезе триаса обломочного материала алевритовой и песчаной размерности, и на отсутствии прикрепленной бентосной фауны. Наличие на острове сокращенных разрезов триаса они объясняют скрытыми перерывами осадконакопления в океаническом бассейне. Мы считаем, что триасовые отложения накапливались в мелководном морском бассейне, окаймленном низменной выровненной сушей. Об этом свидетельствуют следующие данные. (1) Комплексы фораминифер из нижне-среднетриасовых отложений, по мнению Б.Л. Никитенко, характерны для зон сублиторали и литорали. (2) На нескольких уровнях разреза в интервале средний триас – верхний норий присутствуют криноидные известняки, образование которых невозможно на больших глубинах. (3) На нескольких уровнях разреза карния – нижнего нория встречены остатки скелетов ихтиозавров, находки которых по данным [6] являются показателем условий мелководности и, чаще всего, прибрежного режима открытого морского бассейна. (4) В отложениях присутствуют обломки древесины, в том числе крупные фрагменты стволов деревьев. (5) Двустворки, отпечатки которых в огромном количестве сохранились в триасовых сланцах, считаются псевдопланктонными (галобии, кларайи, монотисы); тем не менее, их скопления скорее всего приурочены к мелководной части бассейна с высокой биопродуктивностью. Обилие в отложениях остатков вышеперечисленных двустворчатых моллюсков объясняется их способностью обитать в бассейне с затрудненной аэрацией придонных вод [2]. (6) Выпадение некоторых фаунистических зон из разреза триаса, а также присутствие многочисленных обохренных горизонтов свидетельствуют о наличии перерывов в осадконакоплении. Мы считаем, что их причиной были периодические осушения бассейна.

Присутствие в триасовом разрезе интервалов углеродистых сланцев не противоречит этому выводу. Формирование подобных пород возможно в различных условиях; в частности, в литературе описаны современные мелководные обстановки (лагуны, бассейны со стратификацией по солености и температуре, приливно-отливные зоны и пр.), в которых происходит интенсивное накопление органического вещества и образование черных сланцев [7]. Вероятно, в период с позднего оленька по карний на территории острова Котельный уровень триасового моря был наиболее низким; с близлежащей заболоченной суши транспортировалось большое количество растительного

материала и растворенных биофильных элементов, что в свою очередь способствовало расцвету планктонных организмов и повышению биопродуктивности бассейна [1]. Малую мощность отложений нижнего–среднего триаса мы объясняем низкой скоростью поступления обломочного материала с низменной суши, обрамлявшей бассейн.

Появление песчаников в нижней юре свидетельствует о формировании поднятий в области сноса. Кроме того, расчлененным стал повидимому и рельеф бассейна. Об этом говорит присутствие складок подводного оползания. Сложные формы песчаниковых тел являются результатом выжимания, нагнетания и «закатывания» полужидкого осадка, что указывает на конседиментационные деформации. Предположительно, изменение в характере осадконакопления в ранней юре связано с тектонической активностью в более северных (в современных координатах – здесь и далее) районах.

Отложения триасово-нижнеюрского комплекса о. Котельного по литологическим признакам хорошо коррелируются с одновозрастными разрезами севера Сибирской платформы [2, 4], что подтверждает принадлежность этих территорий единому бассейну осадконакопления. Вероятно, территория о. Котельного в рассматриваемый период времени располагалась вблизи северной окраины этого бассейна, предположительно, в пределах мелководного залива. На протяжении триаса в районе отсутствовали крупные реки, подобные тем, что поставляли обильный песчаный материал в восточную часть акватории (территория севера Чукотки, о. Врангеля).

Работа поддержана программой № 9 ОНЗ РАН и грантом РФФИ № 10-05-01100.

Литература

1. *Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы: Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 305-311.

2. *Дагис А.С., Казаков А.М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 176 с.

3. *Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И.* Стратиграфия триасовых отложений о. Котельный (Новосибирские острова) / Ред. Дагис А.С. // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66-80.

4. *Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.

5. *Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI,XII; S-54-VII,VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка / Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.

6. *Полуботко И.В., Очев В.Г.* Новые находки ихтиозавров в триасе северо-востока СССР и некоторые замечания об условиях их захоронения // Геология и разведка. 1972. № 3. С. 36-42.

7. *Arthur M.A., Sageman B.B.* Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits // Annu. Rev. Earth Planet Sci. 1994. V. 22. P. 499-551.

А.Н. Диденко[1, 2], М.В. Горошко[1]

Стратиграфия, палеогеография и минерагения Учуро-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы)

Мезо-неопротерозойские и раннепалеозойские отложения чехлов докембрийских платформ привлекают к себе большое внимание, которое вызвано, в первую очередь, их высоким минерагеническим потенциалом, обусловленным открытием крупных и уникальных месторождений урана, никеля, кобальта, меди, полиметаллов, нефти и газа.

Объектом наших исследований является Учуро-Майский осадочный бассейн мезо-неопротерозойского возраста, расположенный в юго-восточной части Сибирской платформы в бассейнах рек Учур, Мая, Алдан и Амга на территории северных районов Хабаровского края и юго-востоке республики Саха (Якутия). Авторами собраны и проанализированы обширные опубликованные и фондовые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике и глубинному строению территории бассейна. Использованы разномасштабные аэрогеофизические и гравиметрические материалы, данные буровых работ, площадных и профильных геологических и геохимических исследований, материалы ВЭЗ и другие. Все это позволило выделить и оха-

[1] Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, itig@itig.as.khb.ru

[2] Учреждение Российской академии наук Геологический институт РАН, Москва, Россия

рактеризовать основные комплексы осадочных и магматических пород, определить палеодинамические и палеоклиматические условия осадконакопления и выделить основные структурные элементы его внутреннего строения.

Бассейн заложился в начале мезопротерозоя на пенепленизированном гранито-гнейсовом фундаменте платформы примерно 1650 млн лет тому назад [4] и заполнялся осадочными породами более 1 млрд лет. В его составе выделяются доплитные и плитные комплексы пород. Доплитные комплексы целиком сложены слабодислоцированными породами мезо-неопротерозоя, к плитным – относятся горизонтально залегающие образования верхнего неопротерозоя (эдиакария)-силура и мезозоя. Выделено шесть мезо-неопротерозойских доплитных комплексов: мезопротерозойские – уянский, учурский, аимчанский, керпыльский и неопротерозойские – лахандинский, уйский, разделенные между собой перерывами и несогласиями, знаменующими важнейшие этапы осадконакопления. Уянский и учурский комплексы формировались в интервале 1650–1400, аимчанский – 1320–1200, керпыльский – 1200–1000, лахандинский – 1000–850 и уйский – 730–665 млн. лет тому назад [1, 3, 4, 7, 8].

По данным многочисленных авторов, породы мезо-неопротерозоя обладают очень незначительными углами падения. Общее спокойное залегание чехла нарушается лишь в отдельных участках, обычно в связи с разломами, а в междуречье рр. Большого Аима и Учура – в связи с диапировыми интрузиями мезозойских гранитоидов. Наши геолого-геофизические данные по южной части Учуро-Майской впадины свидетельствуют об устойчивом погружении фундамента на север и восток под углами 3–9º и нарастании мощности мезопротерозойских отложений в этом же направлении.

На крайнем юго-востоке Учуро-Майской впадины мезо-неопротерозойские отложения смяты в ряд линейно вытянутых субмеридиональных синклинальных и антиклинальных складок с пологими углами падения крыльев. Складчатость вызвана, скорее всего, коллизионными процессами в зоне стыка Охотского и Восточно-Алданского террейнов в позднем палеозое и мезозое.

По рельефу фундамента выделяются глубокие (до 6 км) Алданский и Учуро-Майский прогибы и разделяющий их Дыгдинский вал субширотного простирания. По данным геологической съемки, вал прослежен в северо-восточном направлении на 200 км при ширине 50–75 км. Поднятия, входящие в систему дыгдинских дислокаций, имеют более крутые углы наклона крыльев, более эродированы в

сводовых частях и нарушены несколькими крупными разломами.

Наиболее крупным структурным элементом Учуро-Майской впадины является Юдомо-Майский авлакоген, который расположен в восточной части впадины и представляет собой линейный грабен, вытянутый в меридиональном направлении на 700 км при ширине 40–100 км. Максимальная глубина залегания кристаллического фундамента по геофизическим данным превышает 12 км.

Проанализированы палеомагнитные данные по палео-, мезо-, неопротерозою Сибири и разработаны реконструкции для мезо- и неопротерозоя. Установлено, что в мезо-неопротерозое Сибирь располагалась в приэкваториальных широтах. С конца палеопротерозоя [2] и по начало неопротерозоя [3, 8] Сибирская платформа развернулась относительно меридиана против часовой стрелки на угол порядка 90°.

Согласно современным представлениям Сибирский кратон в конце раннего докембрия, был частью гигантского суперконтинента Колумбия [например, 2, 6]. Последний включал также Северную Америку, Европу, Южный и Северный Китай, Австралию, Антарктиду и другие континенты.

Для времени 1500 млн лет в качестве основы использована реконструкция К. Конди [6], где Гренландско-Канадская окраина Лаврентии, Алдано-Байкальская окраина Сибири и северная окраина Синокорейского кратона формируют единый осадочный бассейн. С помощью палеомагнитных данных мы «привязали» эту реконструкцию к широтным координатам. Самый большой фрагмент предполагаемого палеопротерозойского суперконтинента включает Лаврентию, Сибирь, Балтию, Северную Австралию и Северный Китай.

В раннем неопротерозое (950–900 млн лет) Сибирь занимала южные тропические широты от 0 до 20° и была обращена своей байкальской окраиной на запад [5]. В начале криогения (850–800 млн лет) она переместилась на 20° севернее и, что существенно, развернулась почти на 90° по часовой стрелке – байкальская окраина была обращена на север. В середине криогения (750–700 млн лет) Сибирь переместилась на 5–10° южнее и практически не изменила пространственную ориентировку. К концу криогения (650–600 млн лет) она на 15–20° еще далее сместилась на юг, сохраняя примерно ту же ориентировку. К концу варангера – началу эдиакария (570–550 млн лет) Сибирь еще дальше сместилась к югу на 20–25° (таймырская окраина у 40° ю.ш.) и развернулась против часовой стрелки на 10–15° [5].

Осадки Учуро-Майского бассейна выполнены мезо-неопротерозойскими и кембрийскими отложениями мощностью до 7–12 км, и

отлагались они преимущественно в обширном мелководном, теплом, длительно существовавшем море. В результате образовались породы с высоким содержанием органического вещества (битуминозные доломиты, сапропелевые аргиллиты, дельтовые песчаники). В процессе осадконакопления мощных толщ терригенных, карбонатных и известково-доломитовых пород мезо-неопротерозоя они погружались на значительные (до 7–11 км) глубины, необходимые для процессов созревания нефти и ее отделения от минеральных частиц.

Внутрибассейновые покрышки мезо-неопротерозоя и кембрия не утратили своих пластических свойств. Продуктивные коллекторы трансгрессивных седиментационных ритмов сохранили свою пористость, несмотря на длительную историю седиментогенеза и постседиментационного развития. Кроме того, выявлены внутричехольные пластины высокометаморфизованных метаморфических, а также надвиги осадочных пород, служащих надежным экраном восходящих газово-жидких флюидопотоков и способствующих формированию поднадвиговых резервуаров углеводородного сырья. Тектонические корни контролирующих впадину линеаментов служили активными каналами миграции и доставки не только углеводородов, но и соединений редких и радиоактивных металлов (урана, золота, молибдена, серебра, меди, никеля, кобальта, ванадия), комплексные рудопроявления которых обнаружены в западной части Учуро-Майской впадины. Их оценка может привести к выявлению богатых комплексных месторождений, аналогичных обнаруженным во впадине Атабаска Северо-Американской платформы.

Осадочное заполнение впадины практически не подверглось деструктивному воздействию процессов мезозойской складчатости.

Литература

1. *Горошко М.В., Гурьянов В.А.* Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008. № 2. С. 80-96.

2. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В.* Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66-83.

3. *Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др.* Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. №4. С. 26-41.

4. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 221 с.

5. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. №1. С. 1-24.

6. *Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5, N 1. P. 41-43.

7. *Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A. et al.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southeastern Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111, N 1-4. P. 129–163.

8. *Pisarevsky S.A., Natapov L.M.* Siberia and Rodinia // Tectonophysics. 2003. V. 375, N 1-4. P. 221–245.

А.В. Дронов[1]

Следы вулканических извержений в верхнем ордовике Сибирской платформы и их значение для палеотектонических реконструкций

В верхнеордовикских отложениях Тунгусской синеклизы (баксанский, долборский и бурский горизонты) были обнаружены многочисленные прослои бентонитов. Эти прослои могут быть прослежены на значительные расстояния (более 60 км) и позволяют с высокой точностью скоррелировать удаленные друг от друга разрезы. Проведенные минералогические исследования, наряду с четкой стратиграфической приуроченностью, позволяют сделать вывод об их развитии по прослоям вулканического пепла [1]. Обилие прослоев вулканического пепла в верхнеордовикских отложениях Тунгусской синеклизы свидетельствует об интенсивном вулканизме вдоль западной (в современных координатах) окраины Сибирского континента в позднеордовикское время. Многочисленные прослои бентонитов известны также из верхнеордовикских отложений Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ [2, 3]. При этом, Северо-Американская платформа, судя по палеомагнитным данным [4], в течение ордовикского периода занимала стабильное положение в приэкваториальной области Земли, а Восточно-Европейская быстро дрейфовала из приполярных широт южного полушария в приэквато-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; dronov@ginras.ru; avdronov@gmail.com

риальные, удаляясь от Гондваны и сближаясь с Северной Америкой [5]. Этот дрейф нашел свое отражение в направленном изменении характера осадочных пород, накапливавшихся в эпиконтинентальных бассейнах Восточно-Европейской платформы в течение ордовикского периода [6].

Источником вулканического пепла для верхнеордовикских бентонитовых прослоев как Северо-Американской, так и Восточно-Европейской платформ считается Таконская вулканическая дуга, располагавшаяся в это время вдоль восточной (в современных координатах) окраины Северо-Американского континента [3]. Под эту дугу предположительно субдуцировалась океаническая кора литосферной плиты, переносившей на себе Балтийский палеоконтинент (Восточно-Европейскую платформу). Сибирская платформа, так же как и Северо-Американская, занимала в течение ордовика стабильное положение в приэкваториальных широтах [7]. Направленность эволюции осадконакопления в ордовике Сибирской платформы совпадает с таковой для Северо-Американской платформы и резко отличается от Восточно-Европейской [8]. То же самое относится и к характеру колебаний уровня моря в эпиконтинентальных бассейнах этих платформ в течение ордовика [9].

Эти наблюдения позволяют предположить, что Северо-Американская и Сибирская платформы располагались в течение ордовика на одной литосферной плите и составляли сопряженную пару палеоконтинентов, подобную современной Северной и Южной Америкам (рис. 1). В позднем ордовике вдоль восточной (в современных координатах) окраины Северной Америки и западной (в современных координатах) окраины Сибири располагалась единая вулканическая дуга, которую предлагается именовать Таконско-Енисейской. Эта вулканическая дуга и служила источником вулканического материала для пепловых прослоев в верхнеордовикских отложениях Северо-Американской, Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Концепция Таконско-Енисейской дуги позволяет лучше объяснить наблюдаемые особенности эволюции осадконакопления, вулканизма и изменения уровня моря в течение ордовика в эпиконтинтинентальных бассейнах всех трех платформ, чем это возможно сделать в рамках концепции Кипчакской дуги, предложенной Шенгором и соавторами [10]. Она не противоречит данным по ордовикскому островодужному вулканизму Казахстана и Алтае-Саянской горной области [11, 12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00848а.

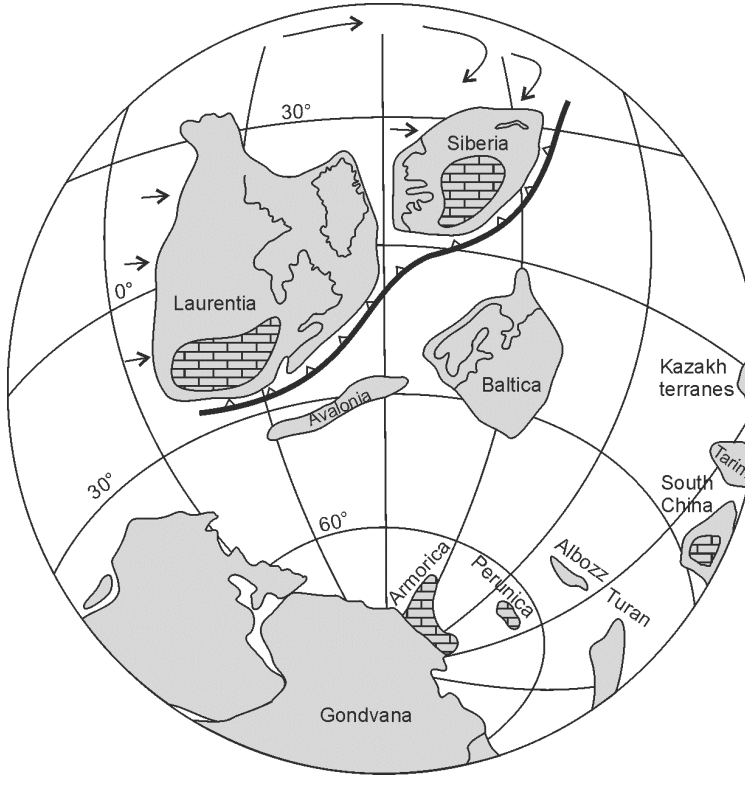


Рис. 1. Положение Таконско-Енисейской вулканической дуги и основных континентов в позднем ордовике

Литература

1. *Dronov A.V., Huff W.D., Kanygin A.V., Gonta T.V.* K-bentonites in the Upper Ordovician of the Siberian Platform / Gutiérrez-Marco J.C., Rábano I., García-Bellido D. (eds.) // Ordovician of the World. 2011. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. P. 135-141.

2. *Huff W., Bergström S.M., Kolata D.R.* Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance // Geology. 1992. № 20. P. 875-878.

3. *Huff W., Bergström S.M., Kolata D.R.* Ordovician explosive volcanism / Finney S.C., Berry W.B.N. (eds.) // The Ordovician Earth System. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2010. V. 466. P. 13-28.

4. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review // J. Geol. Soc. London. 2002. N 159. P. 631-644.

5. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Baltica from the late Precambrian to mid-Paleozoic times: the gain and loss of terrane's identity // Earth-Science Reviews. 2005. № 72. P. 39-66.

6. *Dronov A., Rozhnov S.* Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. № 46. Suppl. P. 108-113.

7. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Paleozoic // Earth-Science Reviews. 2007. № 82. P. 29-74.

8. *Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. T. 296, № 3-4. P. 285-294.

9. *Dronov A.V., Kanygin A.V., Timokhin A.V., Tolmacheva T.Ju., Gonta T.V.* Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // Paleontological Journal. 2009. T. 43, №11. P. 1477-1497.

10. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. № 364. P. 299-307.

11. *Дергунов А.В.* Каледониды Центральной Азии. М.: Недра, 1989. 192 с.

12. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянского региона Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № ½. С. 5-27.

Е.П. Дубинин[1], Д.Е. Тетерин[2], А.В. Кохан[1], Е.С. Курбатова[1]

Рифтогенные и палеосубдукционные бассейны Западной Антарктики и моря Скоша

Сложность кайнозойской эволюции литосферы Западной Антарктики и моря Скоша предопределила развитие большого разнообразия осадочных бассейнов. Среди этого разнообразия можно выделить два основных типа: палеосубдукционные и рифтогенные бассейны. Первые приурочены к переходной зоне Антарктического полуострова, и их формирование связано с прекращением субдукции литосферы

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dubinin@mes.msu.ru; kkkkk1987@mail.ru; skrat-@mail.ru

[2] Институт Геохимии и Аналитической Химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия; d_e_teterin@mail.ru

хребта Тихоокеанского–Феникс под Антарктический полуостров в результате приближения этого хребта к зоне субдукции, и последующего развития пассивной континентальной окраины. Рифтогенные бассейны в рассматриваемом районе более разнообразны по особенностям своего происхождения и эволюции. Среди них можно выделить несколько геодинамических типов, различающихся по времени своего образования, геолого-геофизическим характеристикам и строению коры. 1. Бассейн рифтогенной пассивной континентальной окарины в море Амундсена. 2. Бассейны палеоспрединговых хребтов: Алук и Западного хребта Скоша. 3. Бассейны области континентального рифтинга и рассеянного спрединга в центральной части моря Скоша. 4. Бассейн задугового рифтинга Брансфильд. 5. Бассейн задугового спрединга – Восточный хребет Скоша. 6. Пулл-апарт бассейны южной сдвиговой границы плиты Скоша. 7. Небольшие бассейны с океанической корой на границе плиты Скоша и моря Уэдделла, сформированные при вращении микроконтинентов (бассейны Пауэлл и Джейн).

Бассейн эписубдукционной континентальной окраины моря Беллинсгаузена. Распределение линейных магнитных аномалий в юго-восточной части Тихого океана позволяет предполагать, что океаническая кора здесь генерировалась на двух спрединговых хребтах – Тихоокеанский–Феникс (ТФ) и Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) и пододвигалась под Антарктический континент [1, 2, 5]. Уменьшение номеров линейных аномалий по мере приближения к окраине Западной Антарктиды свидетельствует о том, что спрединговый хребет ТФ в палеоген-неогеновое время приближался к зоне субдукции, а затем либо пододвинулся вместе с погружающейся плитой, либо "заклинил" поддвиг и остановился в районе глубоководного желоба. Последняя версия представляется наиболее вероятной, так как по мере приближения к зоне субдукции нагретой литосферы (имеющей положительную плавучесть), генерированной на оси спрединового хребта ТФ, процесс субдукции прекращается, а спрединг на этом хребте затухает. Прекращение процесса субдукции постепенно распространялось с запада на восток – от моря Амундсена в море Беллинсгаузена в сторону Антарктического полуострова. За прекращением субдукции последовало изостатическое выравнивание неуравновешенных морфоструктур (дуга–желоб) в течение первых миллионов лет. Интенсивные процессы ледниковой эрозии и осадконакопления довершили формирование характерного профиля пассивной континентальной окраины [1, 2].

К западу от палеосубдукционного бассейна переходной зоны моря Беллинсгаузена располагается **рифтогенный бассейн переходной окраины моря Амундсена**. В ходе проведенного анализа и интерпретации новых данных совместно с накопленной к настоящему времени геолого-геофизической информацией, для этого региона, установлено, что переходная зона моря Амундсена формировалась как пассивная окраина атлантического типа с момента своего зарождения до настоящего времени в течение 83 млн лет [2].

Бассейн палеоспредингового хребта Алук. Палеоспрединговый хребет Алук представляет собой северо-восточный реликтовый сегмент спрединговой системы ТФ, прекратившей свое существование 3.5 млн лет назад в результате приближения к субдукционной окраине Антарктического полуострова.

Бассейн палеоспредингового хребта Западный Скоша занимает всю западную часть моря Скоша, сложенную океанической корой. Собственно Западный хребет Скоша располагается между разломной зоной Шеклтон и Фолклендским плато и простирается с юго-запада на северо-восток. Океаническая кора генерировалась на этом хребте в период с ~28 млн лет до ~ 6.5 млн лет со скоростью изменявшейся соответственно от 57 до 21 мм/год [5], после чего произошло прекращение спрединга и формирование структуры палеоспредингового хребта. По всей вероятности, прекращение спрединга связано со «столкновением» рифтовой трещины спрединговой хребта с мощной континентальной корой Фолклендского плато, играющего в данном случае роль структурного барьера на пути продвигающейся рифтовой трещины Западного хребта Скоша. Столкновение рифтовой трещины с континентальным блоком, видимо, привело к перераспределению напряжений и формированию сдвиговой зоны вдоль северной граница плиты Скоша. Такой сценарий подтверждают и результаты, проведенного нами, физического моделирования.

Бассейны рассеянного рифтинга и диффузного спрединга в центральной части моря Скоша. Центральная часть моря Скоша представляет собой наиболее спекулятивную область с точки зрения ее происхождения и строения коры. Она состоит из ряда блоковых поднятий (Дискавери, Пири, Брюса и др.) с предположительно континентальной корой различной степени утонения и разделяющей их системы депрессий и котловин. Все они характеризуются различным рельефом поверхности дна и отражением в геофизических полях. Плато Пири и Брюс отделяются друг от друга котловиной Дове с глубинами дна в 3600–4600 м, которая согласно данным [3] подсти-

лается океанической корой. Плато Брюса и Дискавери отделены друг от друга бассейном Скан, плоское дно которого, располагается на глубинах 2500–3000 м и сформировано отложениями контуритовых осадочных дрифтов. Рельеф региона к северу от 59° с.ш. сформирован значительно более погруженными (на глубину в 2.5–3.5 км) и расчлененными плато и котловинами. Анализ рельефа дна и аномального гравитационного поля дает возможность предположить, что блоки плато и возвышенностей, вероятно, сложены континентальной корой различной степени утонения некогда единого континентального массива, который испытал значительное растяжение и погружение. Впадины и глубокие котловины (например, Дове, Скан и др.), разделяющие поднятия, видимо, сформированы океанической корой, являющейся результатом проявления диффузного спрединга на участках полного утонения и разрыва сплошности континентальной коры.

Бассейн задугового рифтинга Брансфилд представляет собой протянувшийся более чем на 300 км с юго-запада на северо-восток рифтогенную впадину, расположенную между дугой Южно-Шетландских островов и Антарктическим полуостровом. Впадина пролива Брансфилд и континентальная часть Антарктического полуострова перекрыты осадочными отложениями мощностью около 1.5 км. Строение фундамента пролива Брансфилд определяется большим разнообразием структур, характерных для рифтовых зон. Плотностное моделирование свидетельствует о значительном увеличении плотности континентальной коры под проливом. Этот факт наряду с погружением бассейна может быть связан с растяжением и насыщением коры интрузивными телами в результате развития континентального рифтогенеза.

Раскрытие пролива Брансфилд рассматривается, как результат отката тяжелого субдуцирующего слэба литосферы в сторону океана, вызванного резким уменьшением скорости субдукции. Согласно другому сценарию, раскрытие пролива и формирование рифта происходило в результате продвижения тектонических деформаций со стороны хребта Южного Скоша. По всей видимости, остановка спрединга на хребте Алук привела к перераспределению сложной конфигурации осей растяжения и сжатия, связанных с взаимными перемещениями плит Антарктической, Скоша, Шетландской и Феникс, и явилась спусковым механизмом к началу продвижения деформаций растяжения со стороны хребта Южный Скоша и формированию бассейна задугового рифта Брансфилд.

Малые ритофгенные бассейны и пулл-апарт бассейны приурочены преимущественно к южной границе плиты Скоша, представляющей собой систему регионального левостороннего сдвига, осложненную участками локального растяжения. Примером пулл-апарт бассейнов, видимо, могут служить локальные зоны растяжения, расположенные южнее банки Дискавери и банки Хердмана, а также локальная зона растяжения в проливе Филиппа. Малые рифтогенные бассейны представлены бассейнами Пауэлл и Джейн. Сдвиговые деформации, характерные для южной границы плиты Скоша, могли приводить к формированию локальных микроплит и микроконтинентов (Южно-Оркнейский микроконтинент), которые в отдельные интервалы времени могли независимо вращаться относительно материковой части Антарктики или других континентальных блоков, и, следовательно, были отделены от них дивергентными, конвергентными или трансформными границами плит небольшой протяженности. О рифтогенной природе бассейна Пауэлл, расположенного между Южно-Оркнейским микроконтинентом и северо-восточной оконечностью Антарктического полуострова, свидетельствуют линейные магнитные аномалии, расположенные в поясе шириной около 100 км [6].

Наконец, **бассейн Восточного хребта Скоша** рассматривается, как пример наиболее изолированного и долгоживущего активно формирующегося задугового бассейна в мире. Генерация океанической коры на этом хребте началась более, чем 10 млн лет назад, и сейчас полная скорость спрединга достигает 65–70 мм/год.

Таким образом, сложная эволюция литосферы южной Западной Антарктики и моря Скоша привела к формированию палеосубдукционных и рифтогенных бассейнов. Среди последних выделяются несколько генетически различных типов, сформированных в разных геодинамических условиях рифтогенеза и спрединга.

Литература

1. *Дубинин Е.П., Галушкин С.А.* История развития и термическая эволюция литосферы моря Беллинсгаузена // Геофизический журнал. М., 1990. Т. 12. № 4. С. 64-70.

2. *Тетерин Д.Е.* Рельеф дна, глубинное строение и геодинамика переходных зон западной Антарктиды. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 2008. 48 с.

3. *Eagles G., Livermore R., Morris P.* Small basins in the Scotis Sea: the Eocene Drake Passage gateway //Earth Planet Sci. Lett. 2006. V. 242. 343-353.

4. *Larter R.D., Barker P.F.* Effects of ridge crest – trench intraction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on young subducting plate // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. N B12. P. 19583-19607.

5. *Maldonado A., Balanyá J.C., Barnolas A. et al.* Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Marine Geophys. Res. 2000. V. 21. P. 43-68.

6. *Surinach E., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Livermore R.* Large Amplitude magnetic anomalies in the Northern Sector of the Powell Basin, NE Antarctic Peninsula // Marine Geophys. Res. 1997. V. 19. P.65-80.

В.А. Ермаков[1]

Тектонические особенности осадконакопления в неогее. Признаки разрушения и преобразования континентальной коры

Масштабное осадконакопление в истории Земли проявилось лишь после двух длительных периодов ее эндогенной истории [1]. Отмечу лишь главные события этой ранней магматической активности. Первая дифференциация хондритовой мантии с появлением высокообогащенных производных произошла 4460±115 млн л. [2]. В течении гадея протомантия претерпела 8-кратный рециклинг и деплетацию; эти процессы разделения мантии протекали при конвекции в ячейках Бенара, ее важным условием было насыщение протомантии водой [3]. В два ранних периода развития Земли, с начала, от гадея до архея, был сформирован протосиаль, а затем ультрабазит-базальтовая оболочка (сима). Образование симы в архее–палеопротерозое явилось следствием развития плюмов, которые прогревали сиаль и побуждали синхронное развитие его инверсий, реоморфизма, вторичного гранитообразования. Весь гранитоидный магматизм щитов – следствие этих сложных механизмов вторичного гранитообразования. Бимодальность гранит-зеленокаменных областей не является следствием генетической связности составляющих геологических тел. Парадокс разрешается при допущении, что слой симы по мере его накопления обменивался местом с протосиалем. К концу второго периода возникает наблюдаемая ныне структура коры. Двухслойная

[1] Институт физики Земли (ИФЗ РАН), Москва, Россия

земная кора магматического происхождения, сформированная к позднему протерозою – наглядное свидетельство потери тепла, летучих и легкоплавких компонентов протомантией. Консолидация коры в это время определялась тектоническими событиями, перемешиванием геологических материалов и потерей тепла мантией, приобретением ею свойства регидности (переохлаждения). К рифею (≤1,6 млрд л.) было образовано 85–95 % континентальной коры.

Важнейший вопрос ранней истории Земли связан с оценкой роли осадконакопления. Известно, что суммарные мощности осадочных пород в ранний период составляли несколько километров (не более 4–5 км); это преимущественно фации континентальных или мелководных пород. Широко развитые ассоциации таких «зрелых» осадочных пород как лептиты, железистые кварциты (джеспилиты) указывают на их образование при эоловой дифференциации в условиях ураганно-ветровой циркуляции ранней атмосферы. Возможно, что небольшие по размерам изометричные “протогеосинклинали”, которые в свое время были выделены Е.В. Павловским и М.С. Марковым (1964 г.), являются формами импактного происхождения; эти структуры могли очень быстро заполнятся продуктами эоловой дифференциации и вулканизма.

Начиная с рифея в условиях относительно холодной литосферы формируется водно-осадочная оболочка. Рифей–фанерозой или неогей, третий период развития Земли, характеризуется господством процессов осадконакопления над магматизмом и разнообразием тектоники. В позднем рифее панцирь континентальной коры раскалывается на ряд платформ, на их границах формируются подвижные пояса (ПП), в которых сосредотачивается основная тектономагматическая активность, во многих случаях наблюдаемая и в новейшее время.

Суммарная мощность осадочного чехла на Сибирской и Восточно-Европейской платформах достигает 9–13 км. Средняя мощность осадочных пород неогея на континентах составляет 5.1 км, на континентальных окраинах – 3.9 км; мощность осадков в океане – 0.4 км; средняя мощность осадочных пород на платформах – 2.5 км, в геосинклинальных прогибах – 11.3 км. Суммарная мощность осадочных пород в ПП в два и более раза превышает мощность осадочного чехла платформ [4, 5]. В течение неогея в ПП неоднократно возникают процессы повторного размыва и накопления осадочных пород. Рост интенсивности осадконакопления от рифея до настоящего времени носит экспоненциальный характер с увеличением в семь раз. За это время в несколько раз увеличивается мощность верхних моласс.

Площадь щитов и срединных массивов, докембрийских метаморфических и палеозойских кристаллических метапород, т.е. участков постоянного и интенсивного сноса, в настоящее время составляет до 20 % континентальной суши, а если учитывать только щиты, то 6 % поверхности Земли [4]. Вся остальная площадь континентов в настоящее время занята преимущественно осадочными породами. Поскольку 2/3 земной поверхности занято океанами, которые, по крайней мере, начиная с мезозоя, являются гигантскими бассейнами аккумуляции воды и осадков, то основные тенденции тектонического прогибания поверхности Земли кажутся очевидными. Сравнительные расчеты показывают, что вода и базальты в океане оказываются парагенетически связанными регуляторами его изостатического равновесия. Есть признаки тождества процессов в океане и на континенте, вне зависимости от кинематики образования океанских впадин.

Известный график с выделением геократических и талассократических эпох на континентах [4] дает нам представление о чередовании эпох глобальных регрессий и трансгрессий в условиях последовательного увеличения площади суши и увеличения объема Мирового океана. Намечаются четыре этапа резкого перемещения гидросферы в периоды регрессий на континентах в фанерозое: этап 1 – весь кембрий, этап 2 – поздний силур – ранний девон, этап 3 – пермь – триас, этап 4 – от палеогена по настоящее время. Опускание платформ развивается в противофазе с прогибанием океанов; нисходящие движения платформ порождают трансгрессии и накопление осадочного чехла. Различия в строении чехла платформ и водно-осадочной оболочки океанов свидетельствуют о различном характере тектонического оседания этих глобальных структур. Если на платформах на фоне последовательного прогибания происходили также и частные эпейрогенические движения, и их оседание шло сравнительно равномерно, то в океанах мы имеем признаки катастрофических оседаний дна. Собственно этим и объясняется феноменальная пустотность Мирового океана в отношении накопления осадков. Примеры подобных быстрых оседаний встречаются и на континентах (например, Южно-Каспийская впадина).

Из изложенного следует, что средняя высота платформ может отражать предыдущий по отношению к нынешнему океану уровень геоида. Еще более древняя и более высокая поверхность геоида, осложненная изостатическим всплыванием, – поверхность щитов. Комбинация этих поверхностей, по-видимому, отражает снижение уровня геоида в неогее. Это свидетельствуют об укорочении радиуса Земли и

уплотнении ее глубоких недр. Изучение хорошо документированных разрезов осадочного неогея позволит рассчитать ритмику оседаний геоида. Ранее автором было предположено, что общее сокращение радиуса Земли сопоставимо с мощностью земной коры [1, 6].

Осадочный процесс всегда переоткладывает и преобразует породы старой коры. То же самое можно сказать и о воде. В тектонике вода и осадки выполняют одну и ту же функцию, это – овеществленное прогибание, с той лишь разницей, что вода более подвижна, чем осадки. В связи с этим можно говорить о триединстве осадочного процесса, так как ни перенос материала, ни его накопление в прогибах невозможны без воды. Преобладание процессов переработки, разрушения ранней коры над ее приращением в неогее характерно не только для континента, но и для океана. Важнейший вопрос, связанный с изучением этого процесса, – какова причина прогибания? Возможны разные причины, но две из них являются главными: фазовые переходы (габбро-эклогит) или разрывы фундамента. Первые связаны со сжатиями и уплотнением недр, вторые – с растяжениями и разуплотнением, расширением Земли. Общее господство прогибаний в неогее указывает на последовательное снижение поверхности геоида и продолжающееся действие сил уплотнения и сокращение радиуса Земли; что определяет и общую ситуацию сжатия. Можно предположить, что оседание главных структур Земли на более низкий уровень земного периметра будет генерировать всё новые условия сжатия.

В заключение отмечу, что изменения теплового потока в течение геологической истории, имеющие вид нисходящей почти экспоненциальной кривой, показывают, что накопление осадочных пород в неогее развивалось в условиях максимального охлаждения по сравнению со временем гадея и архея. Положительная флуктуация теплового потока в фанерозое с максимумом в позднем мелу нуждается в специальном объяснении; в настоящее время, после мелового максимума, значение теплового потока почти достигло прежнего низкого уровня начала рифея.

Литература

1. *Ермаков В.А.* Тектономагматические свидетельства пульсационной контракции Земли. Части 1 и 2. // Геофизические исследования. 2011. Т. 12, №№ 2 и 3. С. 57-82, 66-91.

2. *Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S.* 146Sm-142Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // Nature. 2003. V. 423. P. 428–431.

3. *Гарагаш И.А., Ермаков В.А.* Вероятная геодинамическая модель ранней Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 2. С. 247–251.

4. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.

5. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 184 с.

6. *Ермаков В.А.* Неповторяющаяся история Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 287–293.

А.М. Жирнов[1]

Челночные горсто-грабены длительного развития как тектонические ловушки крупных месторождений нефти Дальнего Востока

На Дальнем Востоке имеются два крупных нефтеносных района – Дацинский во впадине Сунляо в Китае и Северо-Сахалинский – на острове Сахалин в России. Они достаточно хорошо освещены в литературе. Однако некоторые особенности геолого- и тектонической позиции и истории геологического развития охарактеризованы недостаточно полно, по причине, главным образом, не полного рассмотрения линеаментно-разломной тектоники регионов.

Крупные месторождения Китая сосредоточены в Дагайском (Дацинском) грабене [9] Цицикарского свода впадины Сунляо (рис. 1). Свод расположен между двумя сближенными меридиональными разломами крупного Хэджу-Ленского линеамента – в тектонической решетке, образованной пересечением с зоной линеамента широтных, северо-восточных и северо-западных разломов. Разломы установлены по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным [3].

Геологическая история развития рассматриваемой нефтеносной площади прослеживается, по крайней мере, с раннего протерозоя, когда на данном месте существовал локальный геосинклинальный прогиб. А уже к середине протерозоя в северной части площади была сформирована жесткая кристаллическая глыба Нонни [8]. В раннем палеозое северная часть впадины Сунляо вновь опустилась и стала

[1] Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия; zhantmich@yandex.ru

местом нового геосинклинального осадконакопления – нижнепалеозойские породы вскрыты скважинами в фундаменте данной площади [9].

В среднем палеозое состоялась инверсия нисходящего тектонического режима на восходящий, и территория вновь стала сушей.

Следующая, главная стадия геосинклинального накопления, произошла в мезозойское время, в несколько этапов. В юрское время произошло новое, третье, опускание «цицикарского» тектонического блока, и вновь накопилась толща геосинклинальных осадочных пород (мощностью 1,5–2 км) полного цикла: от грубообломочных пород внизу разреза до крупно- и мелкозернистых пород выше по восстанию. Завершается разрез глинистой покрышкой в верхней части разреза. Затем вновь состоялись инверсия тектонического режима на восходящий и крупный перерыв в осадконакоплении.

Особенно крупное грабеновидное опускание тектонического блока произошло в меловое время, когда образовалась толща осадочных пород мощностью 5–5,5 км [9]. В это время сформировалось четыре полных геосинклинальных циклов – от грубообломочных пород к верхнему горизонту глинистых пород. Следовательно, четыре раза состоялась смена тектонического режима – с нисходящего на восходящий режим. При этом, толщина глинистой покрышки возрастала от первого цикла к четвертому, когда она достигла максимальной величины и стала эффективным региональным барьером для эндогенных флюидов [9].

Таким образом, всего произошло семь нисходящих геосинклинальных циклов и восходящих инверсий тектонического режима в процессе эволюции цицикарского нефтеносного тектонического блока – семь челночных движений его в вертикальной плоскости. Нефтеносные горизонты сосредоточены в двух самых верхних толщах осадочных пород мела под наиболее мощными глинистыми экранами-барьерами, в соответствии с геологическим законом «барьерного рудогенеза» [2]. В кайнозое состоялось общее поднятие территории и образование низкогорного «цицикарского» свода.

Мощность земной коры составляет здесь 34 км, глубина до астеносферного выступа разуплотненной горячей мантии – 60 км [5]. Периодическое разогревание астеносферного выступа эндогенными флюидами и охлаждение его и послужило причиной рассмотренных челночных тектонических движений и нефтеносности рассмотренного тектонического блока [4, 5].

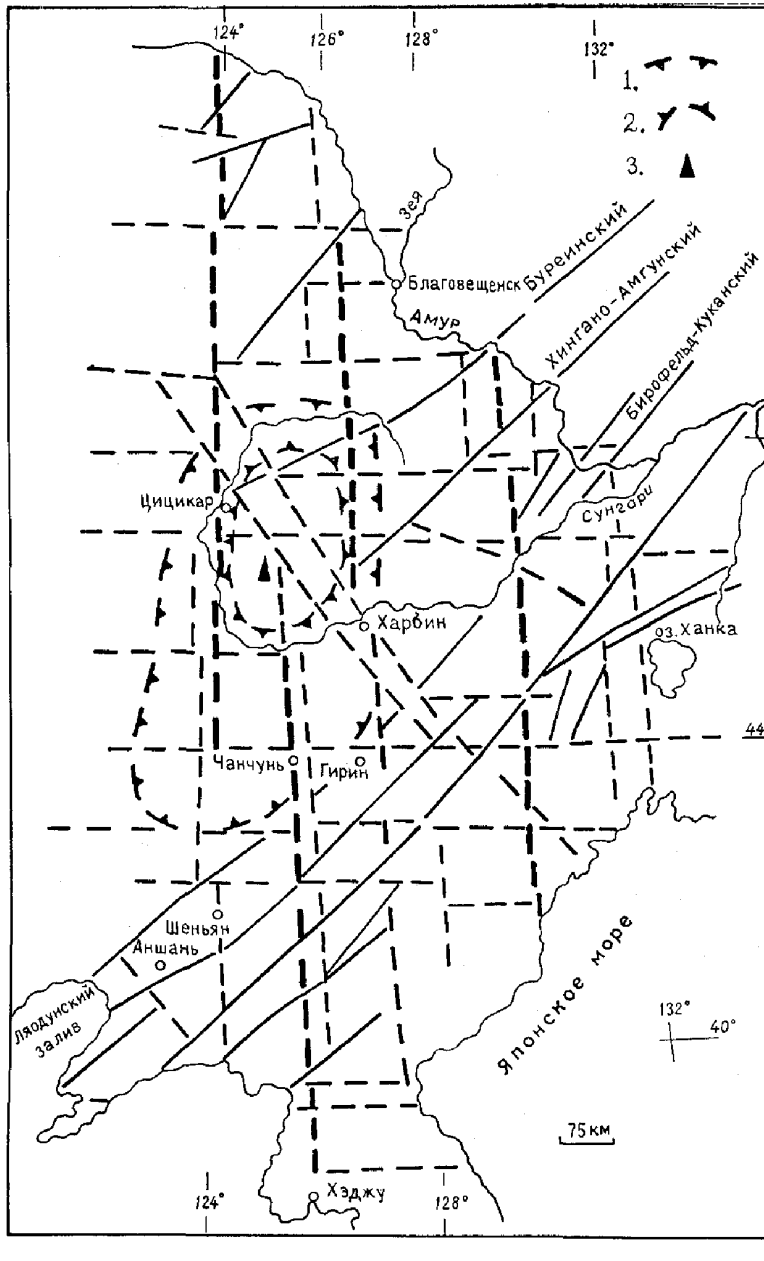


Рис. 1. Тектоническая позиция Цицикарского нефтеносного свода Северо-Восточного Китая, по [3]

1 – границы впадины Сунляо; *2* – границы Цицикарского свода; *3* – месторождение нефти Дацин

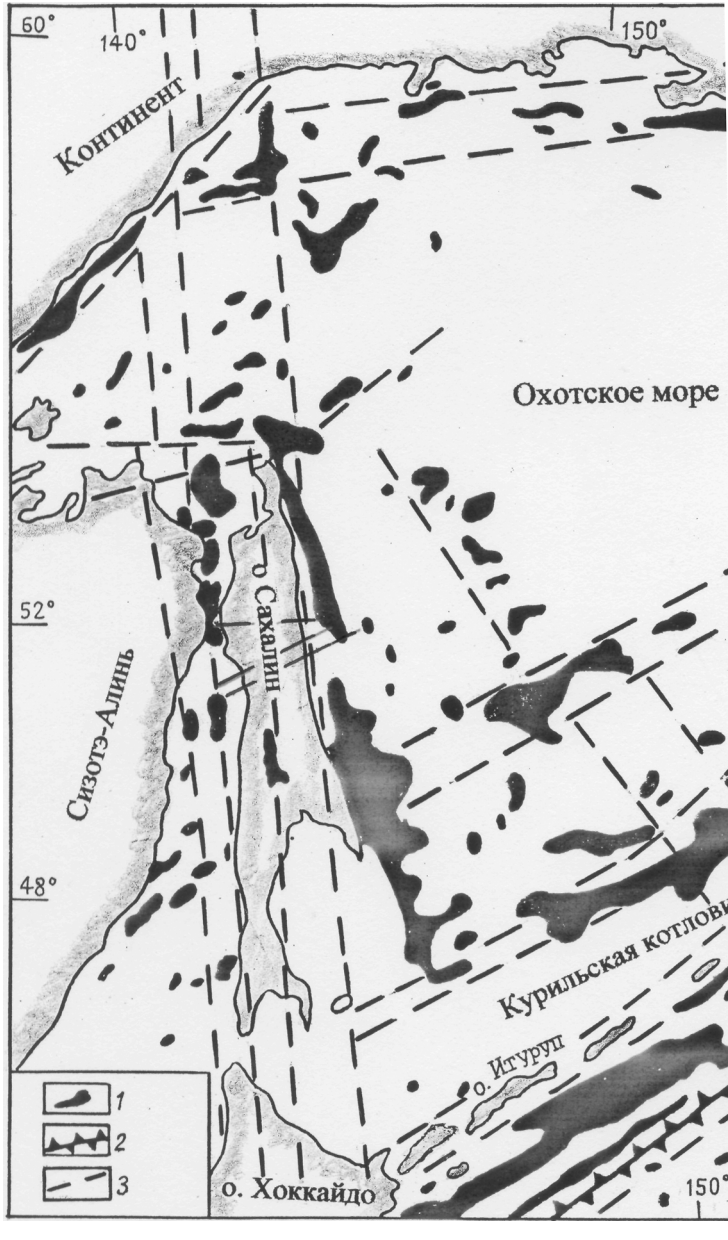


Рис. 2. Тектоническая позиция Северо-Сахалинского нефтеносного района, по [1, 4, 7].

1 – дайки и штоки ультрабазитов; *2* – глубоководный желоб; *3* – разломы

Северо-Сахалинский нефтеносный тектонический блок находится в антиклинорной структуре северо-восточной части острова Сахалин, между меридиональным Центрально-Сахалинским разломом и мощной меридиональной дайкой ультрабазитов, ограничивающей с востока шельфовую часть острова [1, 6, 7]. С севера и юга он ограничен поперечными разломами (рис. 2). В геолого-тектоническом строении блока выделяются пять разновозрастных комплексов пород и нисходяще-восходящих тектонических движений. Палеозойский и раннемезозойский комплексы терригенных, интенсивно метаморфизованных пород, общей мощностью 4,5 км, верхнемеловой комплекс терригенных и вулканогенных, интенсивно дислоцированных пород мощностью 6 км, неогеновый комплекс преимущественно песчаных пород мощностью 6 км – главный нефтеносный комплекс и четвертичный покров песков и глин мощностью 15–300 м [7]. В регионе мощно проявились кайнозойские тектонические движения, поэтому и молодые толщи пород образуют складчатые формы и разбиты разломами. Многие складчатые структуры прикрыты сверху толщей плотных алевролитов и аргиллитов мощностью до 40–80 м, представляющих верхний барьер при локализации нефтеносных залежей [7].

Астеносферный выступ горячей мантии находится здесь на глубине 40 км [10]. Периодическое прогревание верхней мантии эндогенными флюидами, с последующим охлаждением ее и активизацией вертикальных тектонических движений разного знака, послужило причиной многократной грабено-горстовой эволюции рассмотренного тектонического блока и его высокой нефтеносности [4].

Литература

1. *Андреев А.А.* О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 3–11.

2. *Жирнов А.М.* Металлогения золота Дальнего Востока. М.: Геоинформмарк, 2000. 51 с.

3. *Жирнов А.М.* Линеаментная тектоника и металлогения Дальнего Востока // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований / Гл. ред. акад. А.И. Ханчук. Владивосток: Геологический институт ДВО РАН, 2008. С. 266-277.

4. *Жирнов А.М.* Хонсю-Сахалинский челночный тектонический диапир как геологическая первопричина грабено-горстовой тектоники и высокой сейсмичности //Физика геосфер: мат-лы седьмого всероссийского симпозиума. Владивосток, 2011. С. 312-316.

5. *Кириллова Г.Л.* Роль рифтогенеза в формировании углеводородного потенциала мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Восточного За-

байкалья и российского Дальнего Востока // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения, Хабаровск, 2009. С. 315-318.

6. *Ломтев В.Л., Литвинова А.В.* К строению восточной окраины Северного Сахалина // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения. Хабаровск, 2011. С. 512-515.

7. *Равдоникас О.В.* Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 158 с.

8. *Смирнов А.М.* Докембрийские этапы геологической истории Востока Азии // Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. Сб. статей. М.: Наука, 1968. С. 100-109.

9. *Сорокин А.П., Захаров А.З.* Цикличность мезозойско-кайнозойских разрезов впадин Сунляо и Зейско-Буреинской в связи с их нефтегазоносностью // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики. Тез. докл. Хабаровск. 1990. С. 148-149.

10. *Тукзов И.К.* Геотермическая астеносфера Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.

А. Забанбарк[1]

Перспективы нефтегазоносности невадийских окраин Калифорнийского бордерленда

На Тихоокеанском побережье США самой крупной нефтегазоносной областью является район Калифорнийского бордерленда. Этот регион протягивается от мыса Консепшн на северо-западе до реки Санта-Клара на юго-востоке (район Лос-Анжелес), береговая линия слабо изрезана, образуя открытые заливы Сан-Педро, Санта-Моника и другие. Дно океана имеет здесь такое же строение, как и смежная часть суши, а на всем пространстве шельфа развиты межгорные впадины. Здесь выделяется целый ряд крупных и мелких осадочных нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов.

Калифорнийский бордерленд расположен на активной континентальной окраине. Эти окраины подразделяются на два типа: андийские и невадийские. Калифорнийский бордерленд относится к активным окраинам невадийского типа. Тело этих окраин составляют гигантские аккреционные сооружения, занимающие не только подвод-

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

ную, но и значительную часть надводных районов [1]. В составе аккреционных сооружений главную роль играют породы глубоководного происхождения, дислоцированные и метаморфизованные при высоких давлениях и низких температурах в зоне Беньофа. Гигантские складки, сложенные турбидитами, гемипелагитами и подводно-склоновыми образованиями мезозойского возраста, включающими породы, типичные для океанического ложа, в том числе базальты, формируют так называемый бордерленд Калифорнии – систему поднятий и впадин, составляющих подводную окраину и Береговые хребты Калифорнии, а также фундамент в пределах Большой Долины.

Характерными признаками невадийских окраин, помимо мощных аккреционных сооружений, являются отсутствие вулканизма и глубоководного желоба, наличие в глубине окраины мощного пояса гранитоидных плутонов, близких по составу к андийским батолитам. Тектоническая активность проявляется на этих окраинах в очень высокой сейсмичности, связанной со сдвиговыми движениями по гигантским системам разломов типа разлома Сан-Андреас в Калифорнии. Во впадинах аккреционного орогена, которые невелики по размерам, но характеризуются высоким темпом прогибания, накапливаются значительные мощности отложений (6–8 км). Это молодые неогеновые, реже эоцен-олигоценовые образования преимущественно терригенного или кремнисто-терригенного состава. Осадочные бассейны, формирующиеся на базе этих впадин, расположены как в надводной, так и в подводной части бордерленда. В разрезе осадочного чехла, особенно в нижней половине преобладают глубоководные образования, главным образом турбидиты. По мере заполнения впадин и подъема аккреционного орогена происходила смена подводно-склоновых терригенных и кремнисто-терригенных комплексов авандельтовыми, дельтовыми и красноцветами континентального генезиса.

Важнейшей чертой строения осадочного чехла невадийского типа является преобладание вулканогенных и терригенных разностей пород: первые доминируют в раннемезозойских разрезах, вторые – в позднемезозойских. На рубеже мезозоя и кайнозоя произошла перестройка структурного плана, приведшая к смене преимущественно морского типа седиментогенеза континентальным. В большинстве случаев терригенные серии, вскрываемые бурением в осадочных бассейнах борденленда (Вентура, Сан-Николас, Сан-Педро, Лос-Анжелес и другие), описываются как типичные турбидиты, о чем свидетельствуют отчетливо выраженная цикличность строения и наличие градационный слоистости. Как и в мелу, от 55 до 75 % кайно-

зойских пород слагают пачки переслаивающихся глин и алевролитов, которые на разных уровнях замещаются горизонтами массивных песчаников [4]. Наряду с турбидитами и другими подводно-склоновыми образованиями, мощность которых в отдельных впадинах подводной части бордерленда Калифорнии только в неогене составила от 6 до 8 км, в кайнозое происходило активное накопление также прибрежно-морских и особенно континентальных осадков.

Другой яркой важной особенностью этих окраин следует признать состав осадочных пород. Это единственный тип материковой окраины, в пределах которой столь неоспоримо проявилось господство процессов терригенной седиментации. На огромных пространствах и в течение нескольких десятков миллионов лет (начиная, по крайней мере, с поздней юры) здесь аккумулировались преимущественно терригенные, более того терригенные кластические осадки. Биогенный компонент, не говоря уже о вулканогенном материале, совершенно терялся в массе выносимой на окраину взвеси и более крупных терригенных частиц и обломков. Следовательно, объемы поставки и скорости накопления этого материала на невадийских окраинах были столь велики, что обычное образование осадков за счет жизнедеятельности организмов оказалось в данных условиях не конкурентным. Лишь зарождение мощного апвеллинга, с которым была связана, с одной стороны, резкая аридизация климата на суше и сокращение выноса обломочного материала, а с другой – столь же резкое повышение биопродуктивности фитопланктона в поверхностных водах, изменило ситуацию в позднем миоцене, когда на калифорнийской окраине начали формироваться кремнистые толщи, относимые к формации Монтеррей.

Одной из уникальных серий в осадочном разрезе невадийской современной окраины являются отложения Монтерей, имеющие миоценовый возраст. В составе этой формации, вернее, нескольких формаций, преобладают кремнистые породы, в основном диатомиты, опоки, порцеланиты и кремнии. Отложения Монтеррей достигают в отдельных районах мощности в несколько сот метров, а иногда и 2–3 км. Они имеют различную фациальную природу, т.е. накапливались как в шельфовых, так и подводно-склоновых обстановках. Признаком последних является градационная слоистость, свидетельствующая о турбидитной природе некоторых разрезов в полосе развития формации Монтеррей [5].

Таким образом, невадийские окраины занимают крайнее положение в ряду других активных зон перехода как пример продолжитель-

ного и интенсивного тектогенеза, проявившегося в непрерывном накоплении терригенных отложений. Следствием активного тектонического режима явилось резкое сокращение возраста нефтегазоносных отложений, так как срок их существования в качестве неметаморфизованных образований здесь резко сокращен по сравнению с пассивными материковыми окраинами. По существу, в активных зонах перехода нефтегазоносны лишь верхнемеловые и кайнозойские породы. На невадийских окраинах встречаются бассейны типа – межгорные, в системе горно-складчатого пояса Кордильер, преддуговые бассейны в полосе шельфа и прибрежной равнины, бассейны связанные с глубоководными желобами, аккреционные бассейны, типичными представителями которых являются бассейны Санта-Барбара – Вентура и Санта-Мария. Здесь выделяются 19 нефтегазоносных и, возможно, нефтегазоносных бассейнов. Примыкающие к штату Калифорния континентальные окраины хотя достаточно изучены, однако полномасштабная нефтедобыча здесь идет в бассейнах Санта-Барбара – Вентура и Санта-Мария.

В бассейне Санта – Барбара – Вентура открыто около 100 месторождений нефти и газа как на суше, так и на акватории. В настоящее время ведутся поиски новых месторождений на расстоянии 4.8–30 км от берега при глубине воды 45–2100 м, на континентальном склоне. Бассейн характеризуется относительно широким диапазоном нефтегазоносности: от эоцена до плейстоцена. Месторождения обычно многопластовые, состоящие из 4–22 залежей. Мощность продуктивной части разреза 22–480 м; пористость коллекторских пластов 15–40 %, проницаемость от нескольких десятков миллидарси до 1000 мД. Продуктивные горизонты залегают на глубинах от 400 (месторождение Вентура) до 4270 м (месторождение Санта-Инес). Однако основная часть углеводородов (95 %) сосредоточена в плиоценовой и миоценовой частях разреза, где они приурочены к горизонтам песчаников прибрежно-морского и, вероятно, дельтового происхождения (плиоцен) и к кремнистым и кремнисто-терригенным отложениям формации Монтеррей (средний миоцен), а также песчаникам формаций Вакерос, Гавиота и Модело. Месторождения нефти имеют небольшие извлекаемые запасы (1–16 млн т). Однако здесь открыты и крупные месторождения, такие как, например, Уилмингтон с извлекаемыми запасами 359 млн т, Вентура – 119 млн т, а также группа нефтяных месторождений Хондо-Пескадо и Сакате, общие запасы которых оцениваются в 137–400 млн т [6]. Основными объектами планируемых буровых работ, являются кремнистые сланцы Монтеррей, миоценовые

песчаники Вакерос и эоценовые песчаники Мотилиха, глубокозалегающие горизонты верхнего мела и глубоководные акватории.

Северо-западнее бассейна Санта-Барбара, на границе наземной и подземной частях бордерленда Калифорнии, находится бассейн Санта-Мария, расположенный в межгорной впадине, частично находящейся в пределах прибрежной равнины, частично – на шельфе штата Калифорния. Основными продуктивными комплексами считались песчаники миоценового и плиоценового возраста пока не было открыто крупное месторождение Поинт Аргуэлло, где основным объектом разведки стали диатомиты и диатомовые глины формации Монтеррей, в которых заключены огромные скопления нефтяных углеводородов [3]. Запасы месторождения оцениваются около 400 млн т. Этот бассейн считается одним из наиболее перспективных. Ожидаются открытия новых месторождений в отложениях плиоцена, миоцена, более древних глубокозалегающих образованиях и на континентальном склоне в турбидитовых образованиях.

Глубоководные части континентальных окраин, а именно континентальные склоны Мирового океана содержат более 90 % неоткрытых запасов УВ [2]. Практически во всех, открытых месторождениях нефти и газа на континентальных склонах Бразилии, Мексиканского залива, Западной Африки и др., УВ залегают в турбидитовых образованиях, которые обладают высокой продуктивностью, также как и на Калифорнийском бордерленде. Здесь, на тихоокеанском побережье США, не открытыми считаются до 1.4 млрд т нефти и 200 млрд $м^3$ газа. Эти потенциальные запасы углеводородов предполагается извлечь преимущественно из глубоководной части, прилегающей акватории, из турбидитовых образованиях, а также проведя доразведку глубокозалегающих отложений. Обоим методам способствуют новые современные технологии разведки и разработки, как в глубоководных областях, так и в глубокозалегающих нефтегазоносных толщах.

Литература

1. *Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И.* Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 176 с.

2. *Забанбарк А., Конюхов А.И.* Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов в Мировом океане: тектонический аспект // Геотектоника. 2005. № 1. С. 99-106.

3. *Hankins J.* Plains unit breaks impasse on new development drilling off California // Oil and Gas J. 2003. V. 101. № 44. P. 40–41.

4. MMS to assess mitigation measures off California // Oil and Gas J. 2008. V. 106. № 42. P.8.

5. *Pettingill H.S.* Turbidite play's immaturity means big potential remains // Oil and Gas J. 1998. V. 96. № 40. P. 106–112. 4 R

6. *William C.E. Jr., Masonheimer R.A.* Extended – reach drilling (ERD) develops Sacata field offshore, California // Oil and Gas J. 2002. V. 100. № 45–55.

А. Забанбарк, Л.И. Лобковский[1]

Закономерности размещения углеводородов на древних континентальных окраинах Северо-Американской и Южно-Американской платформ

Нефтегазоносные осадочные бассейны, обрамляющие Северо-Американские Кордильеры и Южно-Американские Анды со стороны древних платформ, прошли сложный путь развития. Первоначально они входили в состав тихоокеанских окраин континентов Нового Света, а затем в процессе тектонических деформаций превратились в бассейны передовых прогибов, заложение которых связано с воздыманием горно-складчатых сооружений Кордильер и Анд. Двум разным этапам в развитии этих осадочных бассейнов отвечают и два структурных этажа в осадочном чехле: 1) палеозойско-раннемезозойский платформенный или континентально-окраинный, сохранившийся главным образом в бассейнах Северной Америки, 2) позднемезозойский-кайнозойский, соответствующий стадии заложения и развития собственного передового прогиба [2]. Эти два тектонических этапа формировали сложную систему осадочных, частично нефтегазоносных бассейнов вдоль Кордильер и Анд: Западно-Канадский, Крейзи-Бул-Маунтинс, Пудер-Ривер, Ратон, Пермский, Оринокский, Апуре-Бариньяс, Верхнее-Амазонский, Укаяли-Маморе, Центрально-Предандийский, Неукен и Мендоса [1]. Развитие Западных и восточных окраин Северо-Американской прлатформы происходило по-разному. В фанерозойской истории Северо-Американской платформы различают два крупных этапа: палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Палеозойский этап, более сложный для восточных

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; azaban@ocean.ru, llobkovsky@ocean.ru

окраин, распределяется на две стадии. Одна в северо-восточном, канадском, секторе окраины завершилась таконским орогенезом, когда произошло столкновение таконского блока (о. Ньюфаундленд) с протоконтинентом Северной Америки, вторая – герцинским орогензом, последовавшим за закрытием Протоатлантики и вызвавшим воздымание складчатых поясов Аппалачей и Уошита.

Известно, что нефтегазоносность древних платформ приурочена в основном к их краевым частям, где возрастает мощность осадочного чехла, а состав отложений становится более благоприятным для формирования скоплений нефти и газа. Последнее проявляется в более оптимальном соотношении нефтематеринских пород, коллекторов и флюидоупоров. Анализ размещения углеводородов на окраинах Северо-Американской платформы в бассейнах западных и восточных окраинах (табл. 1) выявил интересную закономерность: чем моложе горноскладчатые сооружения, возникшие в дистальных частях древних континентальных окраин, тем шире возрастной диапазон нефтевмещающих отложений в сохранившихся на их месте осадочных бассейнах. Так, в осадочных бассейнах, граничащих на западе с Северо-Американскими Кордильерами, временем формирования которых считаются ларамийская и альпийская тектоническая фазы, нефтегазоносны отложения с возрастом от кембрийского до мелового включительно. В тоже время бассейны, являющиеся реликтами восточной палеозойской окраины Северной Америки, а ныне обрамленные с востока герцинскими складчатыми сооружениями Аппалачей и Уошита, характеризуются гораздо более узким диапазоном нефтегазоносности (табл. 1).

На востоке Северо-Американской платформы расположены Иллинойский, Мичиганский, Предаппалачский и Предуошитский нефтегазоносные бассейны, где продуктивными являются силурийские, девонские и каменноугольные (миссисипские и пенсильванские) отложения (см. табл. 1). Картина размещения скоплений углеводородов в этих бассейнах во многом обратна той, которая сложилась для западной окраины Северо-Американской платформы. Если в пределах западных бассейнов стратиграфический диапазон нефтегазоносности уменьшается с севера на юг, то в бассейнах восточной окраины он расширяется в этом направлении. В палеозойской части чехла последних были разведаны сравнительно небольшие скопления нефти. Их общие запасы не превышают 1.2 млрд т. В то же время здесь были открыты довольно внушительные запасы газа – 1.5 трлн $м^3$.

Таблица 1. Размещение углеводородов на древних окраинах Северо-Американской платформы

Нефтегазоносные бассейны	Мел		Юра			Триас		Пермь		Карбон		Девон			Силур (S)	Ордовик (O)	Кембрий (E)
	K_2	K_1	J_3	J_2	J1	T_3	T_2	P_2	P_1	C_3+C_2	C_1	D_3	D_2	D_1			
Бассейны западных окраин																	
Западно – Канадский + Уиллистонский	0.02	0.04	-	0.22		0.002		0.002		0.05	0.40	0.91		0.34	-	-	0.002
	0.05	0.61		0.04		0.005		0.005		0.09	0.8	0.21		0.35			0.002
Крейзи-Бул-Маунтнс	-	-	0.002	0.002		-	-	0.02		0.3	0.006	-	-	-	-	0.001	-
	0.002	0.001	-	-				-		0.001	0.001					-	
Паудер-Ривер	0.05	0.013	0.01	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.01	-	-	-	-	-	-
	0.002	0.03	-						-	0.004	-						
Денвер	0.07	0.09	-	-	-	-	-	0.007		0.008	0.01	-	-	-	-	-	-
	-	0.04						-		0.004	0.002						
Ратон	нефть/газ		-	-	-	-	-	-	-	нефть/газ		нефть/газ			-	-	-
Пермский+ Зап.-Внутренний	-	0.09	-	-	-	-	-	1.64	0.75	0.66	0.1	0.4			0.22	0.4	0.005
		-						0.45	0.20	0.20	-	0.009			0.005	1.30	0.01
Бассейны восточных окраин																	
Предаппалачский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.08	0.28			0.04	-	0.01
										0.28	0.26	0.42			0.04		0.03
Предуошитский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	0.02	-
										0.21	0.05					0.02	
Мичиганский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	газ	н/г	0.11-0.12			н/г	нефть	-
												газ			0.1г		
Иллинойский	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.48	0.02			0.02	0.01	-
										-	0.07	-			-	-	

Примечание. В числителе – нефть, млрд т, в знаменателе – газ, трлн $м^3$, н – нефть, г – газ (употребляется в случае отсутствия количественных данных).

Таблица 2. Распространение запасов нефти и газа на окраинах Южно-Американской платформы

Возраст	Южная Америка, бассейны						
	Оринокский	Апуре-Барињас	Верхне-Амазонская	Укаяли-Маморе	Центрально-Предандийский	Мендоса	Неукен
$N_2 + N_1$	0.25 / -	-	-	-	-	-	-
N_1	0.44 / -	-	-	-	-	-	-
$N_2 + P_3$	0.75 / -	-	-	-	0.04 / -	0.01	-
P_3	0.32 / -	-	-	-	-	-	-
P_2	-	0.15 / -	-	-	-	-	-
K_2	0.01 / -	0.13 / -	0.72 / -	нефть	0.01 / 0.08	-	-
$K_2 + K_1$	-	-	-	газ	-	-	0.01 / 0.09
K_1	0.04 / -	-	0.23 / 0.04	-	-	-	-
J_3	-	-	-	-	-	-	0.04 / -
J_2	-	-	-	-	-	-	0.03 / -
T_2	-	-	-	-	-	0.14 / 0.004	0.03 / 0.01
P_1	-	-	-	-	0.98 / 2.4	-	-
D_2	-	-	-	-	0.34 / 0.2	-	-

Таким образом, вдоль палеозойской окраины на востоке Северо-Американского континента прокатилась волна орогенеза, сопровождавшаяся образованием передовых прогибов, наложенных на осадочный чехол, который сформировался в период существования древней континентальной окраины. В Предаппалачском и Предуошитском бассейнах на этом этапе развития (миссисипий и пенсильваний) накапливались параллические угленосные формации. Не удивительно, что в отложениях данного возраста открыты преимущест-

венно газовые скопления, тогда как нефтяные залежи в совокупности с газовыми приурочены к более древним осадочным комплексам.

Южно-Американские Анды, входящие в состав Восточно-Тихоокеанского складчатого пояса, являются продолжением Северо-Американских Кордильер. Находящиеся в их тылу передовые прогибы, среди которых крупнейшими считаются Оринокский, Верхнее-Амазонский, Неукен, Мендоса, и Центрально-Предандийский, сформировались в целом позднее аналогичных структур в Северной Америке. Поэтому осадочный чехол сложен в них породами мелового и палеоген-неогенового возрастов, которые являются регионально нефтегазоносными. Примечательно, что мощности осадочного чехла в передовых прогибах Южной Америки в целом возрастают в южном направлении, как и в пределах Северо-Американского континента при переходе от низких к высоким широтам. Так, если в самом северном Оринокском бассейне общая мощность разреза не превышает 7.2 км, то на южной оконечности континента, в Центрально-Предандийском прогибе, она уже достигает 13.0 км.

Самые значительные ресурсы нефтяных и газовых углеводородов в передовых прогибах Южной Америки сосредоточены в кайнозойской части осадочного чехла: более 1.88 млрд т нефти и около 1.1 трлн $м^3$ газа (см. табл. 2).

Итак, наиболее важной стадией в эволюции Северо-Американской платформы является первая стадия существования в структуре древних палеозойских континентальных окраин, развивавшаяся в пассивном тектоническом режиме и определившая ее будущий потенциал нефтегазоносности. Что же касается осадочных бассейнов, расположенных на окраинах Южно-Американской платформы, то наиболее важной стадией в их эволюции является вторая стадия, стадия формирования и развития передовых прогибов, наложенных на более ранние структуры. С этим периодом связан нефтегазоносный потенциал бассейнов на окраинах Южно-Американской платформы.

Литература

1. *Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И.* Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 471 с.

2. *Забанбарк А., Казьмин В.Г., Лобковский Л.И.* Древние окраины континентов и сравнительный анализ их нефтегазоносности // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 3. С. 365–368.

И.В. Забелина[1], И.Ю. Кулаков[1], М.М. Буслов[2]

Механизмы горообразования Киргизского Тянь-Шаня по данным региональной и локальной сейсмотомографии

Проблема горообразования является одной из основных в геодинамике. Существует несколько моделей, которые объясняют механизм горных систем. Одной из причин этого процесса является коллизия – столкновение континентальных плит, которое приводит к смятию и утолщению коры. Возникает вопрос, куда вытесняется мантийная литосфера, как происходит и происходит ли вообще отрыв мантийной литосферы от коры. Существует ли континентальная субдукция и каков ее механизм? Решение данных вопросов рассматривается на примере региона Киргизского Тянь-Шаня на базе изучения его глубинной структуры методом сейсмической томографии.

На базе анализа данных сейсмологического набора данных была построена модель сейсмических неоднородностей скоростей в коре пор Киргизским Тянь-Шанем до глубины 40 км, а также была рассмотрена региональная модель P и S аномалий до глубин ~ 800 км [1]. В работе проводилась верификация полученных моделей. Результаты сейсмической томографии неплохо согласуются с основными структурными особенностями регионов.

Использование двух моделей разного масштаба позволило сделать новые шаги к изучению горообразования Тянь-Шаня, а также предложить новое решение проблем континентальной субдукции. Была построена схема горообразования Тянь-Шаня, основанная на погружении двух плит под Тянь-Шань.

Для коллизии плит в районе Киргизского Тянь-Шаня выделены следующие особенности:

1) погружающаяся под Тянь-Шань Казахстанская плита, выделяется в моделях как низкоскоростная аномалия. Ее погружение до глубин 150 км доказывается разными методами и разными авторами;

2) неоднородная структура с преобладанием низких скоростей под Киргизским Тянь-Шанем, по-видимому, указывает на преобладание режима сжатия и утолщения коры.

3) погружающийся под Тянь-Шань микроконтинент Тарим, выделяется на региональных моделях сейсмотомографии, как высоко-

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия; Zabelirina@yandex.ru

[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

скоростная аномалия, прослеживаемая до глубин 500 км. Отрыв и погружение мантийной части литосферы, по-видимому, обусловлены наличием плотного эклогита, образовавшегося из материала нижней коры за счет высокого давления и температуры в утолщенной коре.

4) на полученной картине глубинной сейсмической структуры выделяется часть Индийской плиты, которая наблюдается под Таримом в виде наклонной высокоскоростной аномалии. Модель данной аномалии мощностью около 150 км, проходящей до глубин более 300 км, хорошо согласуется с глубинным разрезом Азии [2, 3].

Литература

1. *Koulakov I.Yu.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // J. Geophys. Res. 2011. V. 116, N B04301. doi:10.1029/2010JB007938.

2. *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430-466.

3. *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.V.* Cenozoic tectonics and geodynamic evolution of the Tien Shan mountain belt // Himalayan Journal of Sciences. 2003. V. 2. P. 106–107.

В.А. Зайцев, Л.В. Панина[1]

Роль деформаций фундамента в формировании новейшей структуры чехла осадочных бассейнов юго-востока Европейской части России

Район исследования включает Северо-Кавказский, северо-западную часть Прикаспийского и юго-западную область Волго-Уральского нефтегазоносного осадочного бассейна. В тектоническом отношении эти бассейны приурочены к таким крупным тектоническим единицам как Скифская плита, восточная периферия кряжа Карпинского, Рязано-Саратовская впадина Русской платформы и северо-

[1] Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва, Россия; zaitsev@mail.ru, panina53@mail.ru

западная часть Прикаспийской синеклизы. Фанерозойские комплексы пород разного вещественного состава, выполняющие эти бассейны, подвергались тектоническим деформациям в течение длительной истории геологического развития. В работе рассматривается влияние деформаций фундамента на новейшую структуру этих районов.

Проведенный структурно-геоморфологический анализ топографических карт и космических снимков позволил выявить в районе исследования поднятия и впадины различных рангов и амплитуд новейших тектонических движений, нарушенные линейными структурами (зонами разрывов, трещиноватости, дробления пород). Было выполнено визуальное и автоматизированное дешифрирование радарных космических изображений с помощью специализированной компьютерной программы ″Lessa″. Статистическая компьютерная обработка данных сводилась к построению роз-диаграмм и схем направления их вытянутости, плотностей линеаментов, рассчитанных методом «скользящего окна» для различных простираний. Эти данные сопоставлялись с разными структурными горизонтами, главным образом, со структурами фундамента и поверхностью современного рельефа. Для территории Северо-Кавказского осадочного бассейна было выполнено тектонофизическое и компьютерное моделирование деформаций фундамента. С целью оценки геодинамической активности полученные результаты сравнивались с сейсмичностью, распределением теплового потока, современными тектоническими движениями и размещением месторождений нефти и газа.

Структурно-геоморфологические исследования в комплексе с анализом кривых тектонического прогибания в Северо-Кавказском осадочном бассейне позволили выявить парагенез новейших разноранговых поднятий и впадин, нарушенных серией зон разрывов преимущественно субширотной и субмеридиональной ориентировок [3]. Крупные поднятия и впадины, в целом наследующие структурные элементы древних комплексов палеозоя и мезозоя, осложнены частными структурами, как правило, выделяющиеся в рельефе по косвенным данным. Наиболее протяженные линеаменты (линейные структуры) часто соответствуют разломам фундамента и находят свое продолжение в области орогена Большого Кавказа. Некоторые из них маркируются землетрясениями. Начиная с позднего миоцена, наблюдается тенденция сокращения площади впадин на фоне роста поднятий. Среди таких поднятий обширное Ставропольское, Крыловское, Батайское, Прикумское и др. Во впадинах и прогибах, таких

как Манычская, Терско-Каспийская, Западно- и Восточно-Кубанская, Азово-Таганрогский прогиб, выявлены частные поднятия.

В северо-западной части Прикаспийского осадочного бассейна структурно-геоморфологическими исследованиями выявлен ряд новейших поднятий, одним из которых является Астраханский свод, осложненный серией частных структур. Согласно данным сейсмических исследований и бурения последние частично коррелируются с глубинными дислокациями палеозойских комплексов (верхнедевонским, визейским, башкирским) на глубинах 5–6 км и хорошо сопоставляются со структурами фундамента. К поднятиям тяготеют и соляные купола. Развитие их сопровождается образованием линеаментов преимущественно юго-восточного и северо-восточного простираний, наиболее протяженные из которых наследуют разломы фундамента. На юге, в районе Каракульско-Смушковской зоны появляются и субширотные направления. Некоторые линеаменты частично совпадают с зонами разломов фундамента, установленными геофизическими методами. Один из них разрабатывается долиной реки Волга на юго-западе, другой граничит с валом Карпинского в южной части района.

В пределах юго-западной части Волго-Уральского бассейна структурно-геоморфологические исследования позволили выявить крупные новейшие поднятия и впадины, которые часто имеют наложенный характер по отношению к структурам фундамента. Так, системы поднятий северо-восточного простирания, выделенные ранее как Ртищевская, Доно-Медведицкая и Приволжская [2], соответствуют впадинам обширного Рязано-Саратовского прогиба фундамента, наследуя лишь частично Аткарский свод. Также поднятием в рельефе выражен Степновский свод, расположенный на востоке. Поднятия нарушены системами линеаментов юго-восточного, субширотного и субмеридионального простираний. Некоторые из линеаментов юго-восточного простирания совпадают с разломами фундамента, продолжающимися и в область Прикаспийского осадочного бассейна.

Выявленные структурно-геоморфологическими исследованиями новейшие дислокации чехла осадочных бассейнов коррелируются с концентрацией месторождений нефти и газа. Так, в Северо-Кавказском бассейне месторождения группируется в области новейших поднятий: Крыловского, Батайского, активно разрастающегося Ставропольского, Прикумского, Терско-Сунженской зоны, восточной части кряжа Карпинского. Большинство месторождений юго-

западной части Волго-Уральского бассейна приурочено к Доно-Медведицкому, Приволжскому, Степновскому новейшим поднятиям.

Структурно-геоморфологический анализ дополнялся визуальным и автоматизированным дешифрированием радарных космических изображений с последующей компьютерной обработкой этих данных. В результате были выявлены главные закономерности распределения плотностей и вытянутости линеаментной сети, являющейся отражением тектонической раздробленности территории. Было установлено, что в описанных выше осадочных бассейнах, приуроченных к различным структурным элементам земной коры, распределения линий вытянутости роз-диаграмм линеаментов отличаются. В области Северо-Кавказского осадочного бассейна преобладают субширотные (субкавказские простирания) и линии вытянутости роз-диаграмм совпадают с осями растяжения, полученными в тектонофизической модели [1]. Это соответствует ранее сформулированному выводу о единстве полей напряжений орогена Большого Кавказа и Северо-Кавказского осадочного бассейна, согласно которому новейшие структуры его чехла формируются в соответствие с деформациями фундамента на фоне разрастания горного сооружения.

В северо-западной части Прикаспийского бассейна розы-диаграммы вытянуты в юго-восточном направлении, следуют вдоль разлома фундамента, разрабатываемого участком долины реки Волга. Севернее линии вытянутости также наследуют протяженные разломы фундамента юго-восточного простирания. В области Рязано-Саратовской впадины фундамента Русской платформы линии вытянутости изменяют простирание от широтного на севере, в пределах северной части Доно-Медведицкой системы новейших поднятий, до юго-восточного на юге, где частично следуют вдоль крупного разлома фундамента.

Сравнительный анализ показал, что структуры фундамента первого ранга коррелируются с преобладающими направлениями вытянутости роз-диаграмм, что указывает на взаимосвязь деформаций фундамента и новейшей структуры, отраженной в современном рельефе. Оказалось, что имеется и некоторое соответствие между величиной деформации фундамента, установленной в результате тектонофизического моделирования, и степенью вытянутости рельефа. Причем не только по направлению, но и по величине деформации. Наиболее деформируемыми областями являются Азовский выступ, Ставропольский свод, Прикумско-Тюленевский вал, восточная часть кряжа Карпинского и Астраханский выступ. Именно к этим областям при-

урочены максимумы плотностей линеаментов, эпицентры землетрясений, концентрация месторождений углеводородов. Проведенное сопоставление значений теплового потока, измеренное в 865 скважинах [4], со степенью вытянутости роз-диаграмм показало прямую зависимость с коэффициентом корреляции, равном 0.42.

Установленная значимая роль деформаций фундамента в формировании новейшей структуры чехла осадочных бассейнов и приуроченность месторождений углеводородов к наиболее геодинамически активным районам, где реализуется рост новейших поднятий, сопровождающийся повышенной плотностью линеаментов, позволяет более осознанно подходить к поискам месторождений нефти и газа.

Литература

1. *Зайцев В.А., Панина Л.В.* Неотектоника и геодинамика Скифской плиты // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. №1. С. 3-7.

2. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 205 с.

3. *Панина Л.В.* Новейший структурный рисунок Скифской плиты // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. №1. С. 23-31.

4. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* The new global heat flow compilation. Department of Geological Sciences. Michigan: University of Michigan, U.S.A., March, 1991. URL: http://www.wdcb.ru/sep/heat_flow/hf_cat_gl.ru.html

Д.А. Застрожнов[1, 2]

Динамическая эволюция Цветковской структурной зоны (Восточный Таймыр)

Цветковская структурная зона (СЗ) располагается в северо-восточной части Енисей-Хатангского прогиба около его границы с Таймырской складчатой системой. В ряде работ [3, 4] изучаемый район относят к крупной Оленекской зоне, которая простирается вдоль берега моря Лаптевых, от дельты Лены к устью Хатанги. Широтная ветвь пересекает устье Анабара и затухает, оканчиваясь Тигяно-Анабарской антиклиналью. Субмеридиональная ветвь, огибая с востока о. Большой Бегичев, уходит к Таймыру в район мыса Цветкова. Здесь, в ядре антиклинали, вскрываются терригенные отложения перми и триаса, а ее крылья и смежные синклинали образованы терригенными юрско-нижнемеловыми слоями.

Основной задачей настоящего исследования является изучение структурной эволюции Цветковской СЗ, на историю развития которой имеются две точки зрения. Некоторые исследователи считают [7], что главные этапы формирования структур района напрямую связаны с Таймырскими раннекиммерийскими тектоническими движениями, другие же определяют доминирующей позднекиммерийскую верхоянскую складчатость [3, 4].

Решение этой задачи включало выделение основных систем мелкомасштабных разрывных нарушений и сколовых трещин, определение их соотношений и реконструкция ориентировок осей напряжений. Как показали полевые наблюдения, на исследуемой территории представлено большое количество трещинных структур, отвечающих различным динамическим режимам. Присутствуют структуры, которые распространены только в пределах района (взбросы и сбросы с ЮВ падением сместителя), так и характерные для Лаптевоморского региона в целом (субширотные трещины и трещины ССВ простирания).

Характер взаимоотношений и ориентировки дизъюнктивов позволяет предполагать стадийность деформации и соответственно положение осей главных нормальных напряжений в каждый из этапов. Четко выделяется три этапа деформации: 1) главного складкообра-

[1] Геологический факультет СпбГУ, Санкт-Петербург, Россия; zastrozhe@gmail.com
[2] ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского», Санкт-Петербург, Россия

зования, 2) постскладчатого гравитационного скольжения (оползания) [5], 3) этап растяжения.

Структуры первого этапа – надвиги со ступенчатой формой (flat-ramp) сместителя, трещины растяжения субширотного простирания, надвиги с северо-западным падением плоскости сместителя формировались в обстановке действия горизонтальных компрессионных сил ССЗ–ЮЮВ ориентировки при вертикальной ориентировке оси растяжения. В целом, такое направление сжатия характерно для таймырских движений, однако, сходство структурно-кинематических характеристик в пермо-триасовом и юрском комплексах пород свидетельствует о после-среднеюрском возрасте деформаций [8]. Эти деформации могут быть отражением столкновения части Арктического палеоконтинента (в состав которого входят Новосибирские острова, о-в Врангеля и Чукотка) с Сибирским в соседней Южно-Анюйской зоне Верхояно-Чукотской складчатой области. Возраст этого тектонического события считается раннемеловым. В то же время нельзя исключать, что верхоянские движения могли активизировать тектонические процессы в пределах сформировавшейся к концу триаса Таймырской складчатой области, где по уже существующим региональным разломам произошло надвигание Южно-Таймырской СФЗ на Цветковскую структурную зону [2]. Отмечаются также перемещения по Чернохребетнинскому надвигу, ограничивающему на северо-западе Таймырскую складчатую систему от Цветковской СЗ.

На втором этапе, на растущем складчатом поднятии начинают доминировать гравитационные силы, происходит инверсия осей напряжений – ось сжатия становится вертикальной, ось растяжения – субгоризонтальной северо-запад–юго-восточной (субмеридиональной) ориентировки. В такой динамической обстановке развиваются сколовые трещины сбросовой кинематики по плоскостям аналогичным взбросовым сколам. Возраст данного локального этапа деформации также предполагается раннемеловым. При этом в восточной части акватории моря Лаптевых развиты структуры, генезис которых связан также, вероятно, с посторогенным растяжением (коллапсом орогена), проявившемся в этой части региона после закрытия Анюйского палеоокеана и формирования Верхоянской складчатой системы [6].

Более поздние деформации растяжения представлены субмеридиональными сбросами и региональными субмеридиональными трещинами. Структуры, формировавшиеся в аналогичном поле напряжения, присутствуют и на восточной границе моря Лаптевых, в рай-

оне о.Бельковский Новосибирского архипелага [1]. По-видимому, отмеченные структурные элементы сформировались в обстановке субширотного растяжения и отражают различные стадии рифтового этапа развития региона. Это может свидетельствовать о том, что субмеридиональные сбросы и трещины могли формироваться, начиная уже с маастрихтского времени. Именно к этому времени относится начало Лаптевоморского рифтогенеза [4].

Еще один тип структур, формировавшихся на этапе растяжения, – субширотные трещины, отвечают обстановке субмеридионального растяжения, перпендикулярного общему простиранию рифтовой системы моря Лаптевых и спредингового хребта Гаккеля. При этом нельзя также исключать, что поле напряжений близмеридионального растяжения может отражать раскрытие не Евразийской котловины/ Лаптевоморской рифтовой системы в кайнозое, а Макарова-Толля в раннем мелу (апте–альбе, ~120–105 млн лет) [1], о чем свидетельствуют геолого-структурные и геохронологические исследования в смежных районах [9].

Выделенные этапы деформаций в целом отвечают общему мезозойско-кайнозойскому геодинамическому режиму, характерному для Лаптевоморского региона в целом. Дальнейшее структурно-геологическое изучение структур обрамления Лаптевоморского шельфа вкупе с комплексом геофизических данных может дать более четкую картину развития северо-восточного обрамления Сибирской платформы и динамики раскрытия Евразийского бассейна.

Данная работа выполнялась в рамках проекта по проведению совместных исследований СПбГУ и геофизической компании TGS-NOPEC.

Литература

1. *Вержбицкий В.Е.* Складчатые комплексы острова Бельковский: современная структура и стадии развития восточной части Лаптевоморского региона // Материалы 11-ой международной научно-практической конференции по проблемам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при геологическом моделировании месторождений углеводородов «Геомодель 2009». Геленджик, 2009.

2. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

3. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 1. С. 72-74.

4. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43-58.

5. *Застрожнов Д.А.* Дизъюнктивная тектоника Цветковской структурной зоны (Восточный Таймыр): кинематика и реконструкция полей напряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ, 2009. С. 54-56.

6. *Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А., Баринова Е.М., Ихсанов Б.И.* Новые представления о строении осадочного чехла шельфа моря Лаптевых // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонич. совещ. 2009. Т. 2. С. 32-37.

7. *Мигай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Л.-М., 1952. 60 с. (Тр. НИИГА, т. XXXVI).

8. *Verzhbitsky V., Khudoley A.* Western Laptev Sea region framework: structural style and timing of deformation // EAGE, 4rd Saint Petersburg International Conference & Exhibition, 5-8 April 2010 Paper A08E. St. Petersburg, 2010.

9. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: Implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean / D.B. Stone et al. (eds.) // Origins of Northeastern Russia: Paleomagnetism, geology and tectonics: A volume in honor of L. Parfenov, EGU Stephan Mueller Publication Series, 2009.

Р.Г. Ибламинов[1]

Минерагеодинамика осадочных бассейнов

Минерагеодинамика – современная минерагения, основанная на концепции литосферных плит [2]. Минерагеодинамические исследования свидетельствуют, что формирование осадочных бассейнов тесно связано с тектоническими режимами и составляющими их тектоническими обстановками.

Зарождение палеоокеанов происходит в условиях режимов активизации древних платформ (кратонов), при которых формировались бассейны рифтового внутрикратонного формационно-тектонического типа. Среди них, например, сохранились такие авлакогеновые нефтеносные бассейны как Припятский, Днепрово-Донецкий, Амадиес, Св. Лаврентия.

[1] Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990 г. Пермь, ул. Букирева, 15; mineral@psu.ru, riaminov@psu.ru

На территории Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна в мезо- и неопротерозое заполнение рифтов происходило по трансгрессивно-регрессивной схеме [1]. Так, в Кожимском авлакогене в основании разреза залегает трансгрессивная базальная терригенная красноцветная формация (R_1prk, прикамская), выше она сменяется инундационной морской карбонатной (R_1kl, калтасинская), регрессивной терригенно-карбонатной (R_1nd, надеждинская) и далее эмерсивной пестроцветной карбонатно-терригенной (R_2g+s, гожанско-седяшская). Отсутствие отложений позднего рифея во впадинах Прикамья может свидетельствовать о начале закрытия рифтов в неопротерозое.

В процессе закрытия рифтов спрединг провоцирует переход платформы из режима активизации в синеклизную обстановку плитного режима. Рифтовые бассейны перекрываются осадочными породами. Так, в Волго-Уральском регионе разрез венда начинается с трансгрессивных формаций: пестроцветной песчано-глинистой (V_1vs, веслянская) и континентальной конгломерато-песчано-алевритовой (V_2kk, кыквинская). Далее инундационная обстановка представлена морской вулканокласто-песчано-глинистой формацией (V_2vr+vl, верещагинская, велвинская свиты), регрессивная – пестроцветной глинисто-песчано-алевритовой (V_2krs, краснокамская). Присутствие двух последних формаций обусловлено развитием предтиманского Мезенского бассейна, который можно рассматривать в качестве периколлизионного.

В случае дальнейшего раскрытия континентальных рифтов бассейны преобразуются в межкратонные, как, например, современные Красноморский и Мёртвого моря. Древние рифтовые бассейны как нефтеносные при последующем раскрытии океанов обычно разрушаются.

В современных океанах в условиях спредингового режима по периферии пассивных окраин древних платформ существуют бассейны рифтовые периокеанические (Камбейский, Индо-Ланкийский) и периокеанических впадин (Габонский, Ангольский), которые развиваются в транзиталях на коре океанического типа. Существование древних океанов в условиях спредингового режима также обусловливало формирование краевых перикратонных бассейнов, которые со временем разрушались. Зато хорошо сохранялись синеклизные внутрикратонные бассейны (Балтийский, Волго-Уральский, Пермский, Алжиро-Ливийский). Они начинали формироваться чаще над авлакогеновыми (рифтовыми) бассейнами в условиях трансгрессив-

ной обстановки, обусловленной спредингом в омывающем континент океане. Такой режим существования континентального бассейна предлагается именовать периспрединговым.

Периспрединговый режим в Волго-Уральском бассейне обусловил трансгрессивную обстановку с накоплением морской мелководной глинисто-карбонатной койвинско-афонинской ($D_2kv–D_2af$) и прибрежно-морской песчано-глинистой старооскольско-тиманской ($D_2s–D_3t$) формаций. Субдукционный режим существования современных океанов создал условия для формирования на окраинах молодых платформ островодужных бассейнов. На современных окраинах древних платформ они обычно отсутствуют. Ископаемые островодужные бассейны разрушены как нефтеносные, но содержат залежи твердых полезных ископаемых. На платформах субдукционный режим палеоокеанов обусловливал существование регрессивных и даже эмерсивных палеотектонических обстановок. Синеклизные бассейны продолжали существовать в условиях перисубдукционного режима, который, например, на восточной окраине Русской плиты обусловил регрессивную обстановку и накопление терригенно-карбонатной сагаевско-турнейской ($D_3sr–C_1t$) формации и образование системы «некомпенсированных прогибов», а затем эмерсивную обстановку и накопление континентальной песчано-глинистой угленосной косьвинско-тульской ($C_1ks–C_1tl_1$) формации. После активной фазы субдукции продолжилось накопление морской карбонатной формации ($C_1tl_2–P_1ar$).

Закрытие океанов происходит в условиях коллизионного режима. При этом как в современных складчатых областях, так и в древних формировались бассейны межгорных и краевых прогибов. На близлежащих к закрывающимся палеоокеанам платформах существовала регрессивная палеотектоническая обстановка. Она приводила к постепенному закрытию внутрикратонных синеклизных бассейнов. Вместе с тем формировавшиеся на окраинах платформ бассейны краевых прогибов либо накладывались, либо непосредственно соединялись с внутрикратонными синеклизными бассейнами. В первом случае два формационно-тектонических типа бассейнов можно рассматривать как самостоятельные (Волго-Уральский бассейн и бассейн Предуральского прогиба), во втором – они объединяются в единый синеклизно-краевой бассейн (бассейны Персидского залива). Описанный режим существования континентов можно назвать периколлизионным.

На Западном Урале переход к коллизионному режиму отвечает смене рифогенно-биогермной битуминозной формации ($C_2–C_3$) тер-

ригенной флишоидно-молассоидной (P_1a–ar), которая формировалась уже в регрессивной обстановке. С конца карбона закладывается Предуральский прогиб. Он мигрирует с востока на запад и накладывается на допермский чехол восточного края Русской плиты [5]. Формируется Предуральский осадочный бассейн. Образуется коллизионная кунгурская эвапоритовая молассовая формация: терригенная в Западно-Уральской мегазоне и галогенная в Предуральском прогибе. На платформенной части территории в условиях регрессивной перириколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации (P_1k), которая на западе перекрывается эмерсивной молассовой терригенной лагунно-континентальной средне-верхнепермской формацией. Эвапоритовая формация послужила флюидоупором, предохранившим собственно Волго-Уральский бассейн от разрушения.

Волго-Уральский бассейн следует рассматривать как супербассейн, состоящий как минимум из 4-х последовательно формировавшихся и накладывающихся друг на друга бассейнов: совокупности рифейских рифтогенных бассейнов, поздневендского синеклизного бассейна, средне-позднепалеозойского плитного перигерцинского собственно Волго-Уральского и позднепалеозойского Предуральского. Именно с такими супербассейнами связаны основные запасы нефти и газа земного шара.

Зарождение, существование и закрытие океанов играет существенную роль в формировании не только океанических, но и платформенных бассейнов континентов. Учитывая эту связь, предлагается тектонические режимы существования платформенных бассейнов именовать периспрединговыми, перисубдукционными, периколлизионными [3, 4].

Литература

1. *Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК "Звезда", 2001. 108 с.

2. *Ибламинов Р.Г.* Основы минерагеодинамики. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 220 с.

3. *Ибламинов Р.Г.* Основы геологии и геохимии нефти и газа. Пермь: Перм. ун-т, 2007. 256 с.

4. *Ибламинов Р.Г.* Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Перм. ун-та. Геология. 2007. Вып. 4, № 9. С. 8–25.

5. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. №3. С. 22–37.

К.С. Иванов[1], Ю.Н. Федоров[2], В.С. Пономарев[1], В.А. Коротеев[1], Ю.В. Ерохин[1], Н.В. Родионов[3]

К истории формирования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по данным изучения метаморфических толщ его фундамента)

На основании комплексных геолого-геофизических исследований и картирования крупных сегментов территории нами составлена [1 и др.] достаточно детальная геологическая карта доюрского основания западной части Западно-Сибирской плиты и показано, что завершением палеозойской геодинамической истории региона явилась коллизия, сопровождавшаяся тектоническим скучиванием, метаморфизмом, внедрением гранитов и формированием новообразованной коры континентального типа. В геологическом строении доюрского основания региона принимают участие две крупные структуры: Даниловский грабен, сложенный кайнотипными базальтами триасового возраста и Шаимско-Кузнецовский мегантиклинорий, представленный цепочкой монцодиорит-граносиенитовых массивов и их метаморфическим сланцевым обрамлением. Среди метаморфических пород преобладают кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые, графит-кварцевые сланцы, образованные в условиях зеленосланцевой и, реже, низов амфиболитовой фации. В имеющихся схемах расчленения и корреляции образований фундамента Западной Сибири наиболее древними толщами региона считаются именно такие метаморфические толщи, слагающие ядра антиклинориев [2 и др.]. Достаточно распространенными являлись представления, согласно которым метаморфиты зеленосланцевой фации считались рифейскими, а сильнее метаморфизованные толщи протерозойскими. Позднее были получены [1 и др.] первые датировки U-Pb методом (ID-TIMS) по цирконам из кварц-серицитовых сланцев Шаимско-Кузнецовского мегантиклинория 373±17 млн лет.

Нами изучены метаморфические породы из Толумской, Окуневской, Мало-Тетеревской, Трехозерной, Мортымья-Тетеревской площадей западной части Западно-Сибирского мегабассейна. Здесь в

[1] Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; ivanovks@igg.uran.ru, p123v@yandex.ru, koroteev@igg.uran.ru, erokhin-yu@yandex.ru
[2] ООО «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень, Россия; FedorovYN@tmn.lukoil.com
[3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург, Россия; rodionov@vsegei.ru

фундаменте вскрыты кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, плагиоклаз-кварц-серицитовые, цоизит-хлорит-амфибол-кварцевые и флогопит-мусковит-кварцевые породы. Нами впервые для Западно-Сибирского мегабассейна проведено изотопное U-Pb датирование по циркону (SHRIMP II) проб двуслюдяных сланцев из Шаимско-Кузнецовского мегантиклинория.

Для исследований были взяты двуслюдяные сланцы из Толумской нефтеразведочной площади из скважин 10804 (с глубины 1768 м) и 1857 (с глубины 1738 м). Двуслюдяные сланцы сложены слюдой мусковит-алюмоселадонитового ряда, флогопитом и кварцем, а также хлоритом (клинохлор-шамозит), альбитом (An_{0-3}), тремолитом и эпидотом. Цирконы из пробы To1857/1738 имеют размер от 50 до 200 мкм, ритмично-зональное внутреннее строение, нередко с секториальностью. Кристаллы хорошо ограничены, имеют призматический габитус, иногда с развитием двух дипирамид и базопинакоида. Определение U-Pb возраста по цирконам было выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Из пробы To1857/1738 было проанализировано 7 кристаллов циркона. Большинство конкордатных возрастов попало в область 369–395 млн лет (рисунок), но присутствуют единичные более древние и молодые датировки: 2709, 503, 426, 295 и 261 млн лет. В пробе To10804/1768 проанализировано 10 кристаллов цирконов. Практически все полученные датировки легли на линию конкордии в область 358–385 млн лет, за исключением одного более древнего кристалла – 453 млн лет. Расчет конкордантного возраста по 10-ти анализам дал 371 ± 3.5 млн лет (СКВО=0.3).

Наиболее «древние» датировки 2709, 503 млн лет (To1857/1738 м) получены в центральных частях кристаллов и, вероятно, являются ксеногенными. Единичные «молодые» датировки по двуслюдяным породам 295 и 261 млн лет и ранее полученные возрасты по кварц-серицитовым сланцам K-Ar методом (277–302 млн лет) интерпретируются нами как возраст метаморфизма данных пород, который близок с возрастом становления монцодиорит-граносиенитовых массивов Шаимского района [3].

Таким образом, большая часть протолита для метаморфических пород Шаимско-Кузнецовского мегантиклинория по всей видимости имеет поздне- и среднедевонский возраст (395–358 млн лет). Для определения первичного состава метаморфических пород была использована диаграмма FAK [4]. Составы изученных метаморфических пород образуют достаточно узкий интервал значений и попадают в

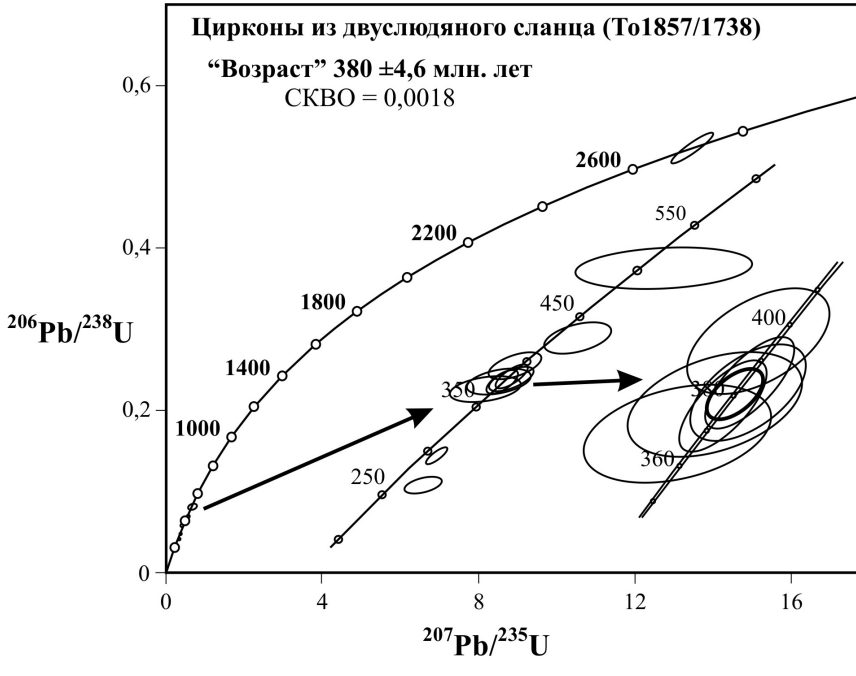


Диаграмма с конкордией, построенная по результатам локального изотопного U-Pb изучения (SHRIMP-II) зерен циркона из двуслюдяного сланца пробы To1857/1738

поле граувакк и мелановакк. Вероятно, субстратом для метаморфических пород в значительной мере послужили граувакки, толщи которых, по всей видимости, формировались при размыве пород офиолитовой ассоциации, описанной в регионе [1 и др.]. Об этом же свидетельствует и то, что в целом цирконы в обеих пробах имеют типичный магматический облик, и в них не наблюдается следов окатанности (перенос в составе обломков). Метаморфическое преобразование пород происходило в условиях зеленосланцевой и низов амфиболитовой фации метаморфизма в позднекаменноугольно-раннепермское время.

Новые результаты позволяют существенно уточнить историю формирования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Получается, что ядра антиклинориев являются не блоками докембрия (срединными массивами, поднятиями древней протерозойской протокоры и пр.), а палеозойскими глубинными магматическими и метаморфическими комплексами, т.е. образованиями

нижней и средней части земной коры. Судя по имеющимся данным, их вывод к поверхности (или на уровень верхней коры) происходил во время раннетриасового рифтогенеза и растяжения Западной Сибири, т.е. в самый начальный период формирования собственно Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна.

Исследования выполняются в рамках Программы ОНЗ РАН № 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур …» при поддержке РФФИ (грант 11-05-00098) и УрО РАН (проект 11-5-07-НДР).

Литература

1. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В.* История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484-501.

2. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.

3. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Федоров Ю.Н., Хиллер В.В., Пономарев В.С.* Изотопное и химическое U-Pb-датирование гранитоидов Западно-Сибирского мегабассейна // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 5. С. 671-674.

4. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

В.А. Камзолкин[1]

Строение и структурное положение метаморфических комплексов зоны Передового хребта Северного Кавказа: новые данные

В пределах зоны Передового хребта Большого Кавказа известны Блыбский, Бескесский, Сахрайский и Даховский выступы кристаллического фундамента.

Блыбский метаморфический комплекс (БМК) наиболее значителен и характеризуется сложным строением. В его состав входят ме-

[1] ИФЗ РАН, Москва, Россия, vkamzolkin@gmail.com

татоналиты и метатрондьемиты (ортогнейсы), метагипербазиты, метавулканиты кислого состава, метабазиты и парагнейсы разного типа. Степень метаморфизма БМК традиционно оценивалась на уровне эпидот–амфиболитовой фации метаморфизма. Экзотическими считались выходы эклогитов, впервые обнаруженные Н. Ф. Татришвили и В.В. Плошко [5] в районе Б.Лабы и впоследствии детально изученные в урочище Красной Скалы по р. Уруштен [4].

Данные Д.М. Шенгелиа, А.Л. Перчука и наши наблюдения показывают, что, свидетельства высокобарических условий метаморфизма (16–17 кбар и 650–700 ^{o}C [4]) имеются для всего БМК. Белая слюда в гнейсах представлена фенгитом и равновесна с роговой обманкой [2]. В отобранных автором образцах пара- и ортогнейсов обнаружен пирит, содержащий реликтовые минералы эклогитовой фации: омфацит (Jd до 63 мол.%), псевдобрукит, фенгит и рутил; в метапелитах фенгит ассоциирует с гранатом и кианитом [2]; давления для гранатовых амфиболитов не ниже 8 кбар. Оценка *P–T*-параметров по реликтам омфацита – 13 кбар при 600^{o}C.

Таким образом, полученные данные позволяют считать эклогиты Красной скалы и Б. Лабы когерентными компонентами разреза БМК. Структурные исследования показали, что особенности реологии эклогитов, по-видимому, послужили причиной образования в пределах выходов эклогитов на Б.Лабе структуры “вращения жесткого блока”, тогда как в урочище Красной Скалы их выходы приурочены к мощным чешуям, в пределах которых структурно субсогласны с гнейсами и сланцами.

Важен вопрос о положении серпентинитов в разрезе БМК. По мнению первых исследователей [1, 5, 7], серпентиниты представляют собой измененные интрузии ультраосновного состава, в составе так называемого Уруштенского магматического комплекса. Позже серпентиниты стали трактоваться как протрузии, выносившие с глубины эклогиты [9]. В работе В.С. Омельченко[3] также постулируется протрузивное залегание серпентинитов, однако в роли их источника предполагаются офиолиты Марухского покрова, подстилающего БМК, который, соответственно, рассматривается как аллохтон [3]. Нами найдены ксенолиты гипербазитов в лейкократовых жилах, прорывающих гнейсы Б.Лабы. Обнаружены горячие контакты гипербазитов и жильного вещества. Жилы частично рассланцованы, что позволяет предположить их совместное с вмещающими породами преобразование. С учетом находок реликтов высокобарной ассоциации в гнейсах БМК, мы предполагаем совместную эксгумацию пород комплекса с эклогитами и серпентинитами.

Структурное изучение разрезов крупных рек, пересекающих БМК, а также их основных притоков дает основания рассматривать его строение как серию чешуй, полого падающих на север, частично претерпевших блоковое вращение, в результате чего, на некоторых участках чешуи характеризуются вертикальными залеганиями субперпендикулярными генеральному направлению падений элементов сланцеватости. Изучение самых северных выходов кристаллического фундамента, локализованных в пределах Бескесского выступа позволяет отметить понижение давления и более интенсивную позднейшую гранитизацию. Для пород Сахрайского выступа, расположенного к северу от Блыбского выступа, также были описаны характерные северные падения сланцеватости, а кроме того, в гнейсах отмечены проявления карандашной отдельности и милонитизации.

Для пород БМК характерно залегание гранатсодержащих пород в верхних частях разреза, которые, в пределах некоторых чешуй слагают крупные складки западной и юго-западной вергентности.

До недавнего времени активно обсуждался вопрос о соотношении БМК и перекрывающего его слабометаморфизованного ($S?–D_1–C_1$) вулканогенно-осадочного кизилкольского комплекса (КМК). Учитывая структурное положение и глубокий метаморфизм БМК, его воспринимали либо как додевонский, предположительно протерозойский фундамент КМК, либо как его глубокометаморфизованную инфраструктуру. Вслед за М.Л. Соминым [8, 10], мы предполагаем, что БМК совмещен с КМК тектонически при крупноамплитудных горизонтальных перемещениях, частично одновозрастен ему, не обнаруживает с КМК признаков геологических связей и поэтому может трактоваться как его тектоническая подложка или псевдофундамент. Контакт БМК и КМК неоднороден: так, в районе балки Хацавита, на контакте, нами обнаружены бластомилониты, в районе г. Дженту контакт маркируется серпентинитами, а в пределах урупского комплекса вулканитов, в нижней части обнаружены складки S и Z типа, свидетельствующие о повторных смещениях субширотной ориентировки. В районе р. Бурунки контакт имеет субвертикальное положение.

Факт совпадения элементов залегания чешуй БМК с таковыми для рассланцованых пород КМК стал одной из причин многолетнего заблуждения ранних исследователей о постепенном переходе между этими двумя комплексами. Наличие бластомилонитов на контакте двух комплексов, а также трещин растяжения в пределах БМК позволяют нам выдвинуть предположение о “сползании” КМК с расчешуенных пород БМК. Вероятно, этот процесс проходил на фоне

общего растяжения в процессе коллапса орогена с выполаживанием чешуй и последующими процессами гранитизации. Это позволяет говорить о некотором сходстве постколлизионной динамики развития зоны Передового хребта с моделями развития комплексов метаморфических ядер Кордильерского типа.

Геохронологическое датирование пород БМК проводилось разными авторами. Получены различные оценки возраста для следующих пород: для ортогнейсов БМК – 320 и 360 млн лет K-Ar методом (по Красивской И.С.), для эклогитов Красной Скалы – 320–303 млн лет, Lu-Hf и Ar-Ar методами [4], для метаплагиогранитов – 323 млн лет, для ортогнейсов – 350–400 млн лет по цирконам, методом TIMS [10, 11], для Gr-Ph-Amf сланцев – группы зерен 2471–1500, 653–499 и около 374 млн лет по детритовым цирконам [10, 11]. При датировании магматических цирконов из ортогнейсов балки Копцева, Малая Лаба получен возраст 549 млн лет (СКВО = 0,071). Наличие разновозрастных осадочных и магматических пород в протолите БМК указывает на совмещение экспонированных в пределах комплекса тектонических чешуй различной природы, в разное время испытавших погружение в пределах зоны субдукции, и совместно выведенных на дневную поверхность в процессе коллизии и последующей тектонической денудации при коллапсе орогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №10-05-00036а, под руководством докт. геол.–мин. наук М.Л. Сомина (ИФЗ РАН), при участии с.н.с. А. Н. Конилова (ГИН РАН).

Литература

1. *Афанасьев Г.Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 243 с. (Тр. ИГН АН СССЗ. Сер. петр. №38; вып. 69).

2. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир. 20 с.

3. *Омельченко В.Л.* О месте пород Блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. 2005. 458 с.

4. *Перчук А.Л.* Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 48 с.

5. *Плошко В.А.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М.: Наука, 1965. 182 с.

6. *Потапенко Ю.Я.* Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси, 1982. 169 с.

7. *Самохин А.А.* Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 242-252.

8. *Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 15-34.

9. *Чесноков С.В., Красивская И.С.* Варисцийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985.

10. *Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 545-610.

11. *Сомин М.Л.* Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2007.

Г.Л. Кириллова[1], Е.П. Развозжаева, В.В. Крапивенцева, С.А. Медведева

Буреинский осадочный бассейн: секвенс- и сейсмостратиграфия, цикличность, геодинамическая эволюция, перспективы нефтегазоносности (Дальний Восток России)

Буреинский бассейн расположен на восточной окраине Буреинского массива и имеет в целом субмеридиональное простирание. Этот бассейн неплохо изучен, так как здесь издавна известны месторождения угля, а 1987 г. открыто одно месторождение газа [1, 3, 5–8]. Однако геодинамическая история его до сих пор слабо изучена. В разрезе этого бассейна хорошо прослеживаются границы секвенсов [4, 5]. Этот бассейн наиболее благоприятен для таких исследований, поскольку в позднем триасе, юре и мелу здесь проходила граница суши и моря, неоднократно смещавшаяся в ходе трансгрессий и регрессий.

Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы Буреинского массива, прорванные палеозойскими гранитами.

Верхнетриасовые отложения с фауной монотисов распространены ограниченно по краям бассейна и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами мощностью до 700 м. Для юрско-мело-

[1] Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65; e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru

вой истории осадконакопления характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволяет выделить циклы трех порядков: мегасеквенсы, секвенсы и парасеквенсы [4, 5]. Первый норийско-нижнесинемюрский мегасеквенс представлен лишь норийской грубообломочной толщей (секвенс 1.1), верхняя часть мегасеквенса размыта. Второй верхнесинемюр-тоарский мегасеквенс представлен двумя секвенсами (С 2.1 и С2.2) прибрежно-морских шельфовых терригенных осадков, которые накопились в обстановке пассивной континентальной окраины на краю Буреинского массива. Мощность осадков увеличивается с запада на восток от 1000 до 8000 м. Характерна смена вверх по разрезу грубокластических осадков мелкообломочными (алевролиты, аргиллиты) и регрессивный тип цикличности. Терригенный материал имеет существенно аркозовый состав, транспортировка его осуществлялась с запада со стороны Буреинского массива.

Коллизия Северо-Азиатского и Китайского кратонов в середине юры вызвала поднятие, дислокации, сильные катагенетические изменения пород в восточной части бассейна и лавинную скорость седиментации (до 300 м/млн л.). Депоцентр седиментации сместился к западу (рисунок). В основании следующего секвенса 1.4 наблюдается несогласие и слои конгломератов. В аален-среднеоксфордское время (мегасеквенс 3) продолжалось быстрое заполнение бассейна терригенными породами. Мегасеквенс состоит из трех секвенсов 3.1–3.3). Седиментационный цикл начинается накоплением толщи песчаников мощностью около 1500 м (секвенс 3.1), которая сменяется толщей чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 800 м (секвенс 3.2). Оба секвенса накопились в прибрежно-морской обстановке. Последний, третий секвенс в этом цикле, характеризует постепенную смену с юга на север прибрежно-морских условий обстановками дельты, озер и рек. Характерно, что полимиктовый состав песчаников в последнем секвенсе свидетельствует о поступлении осадков с северо-востока, со стороны растущего Монголо-Охотского орогена.

На вторую половину оксфорда и кимеридж приходится перерыв в седиментации, связанный, видимо, с блоковыми движениями в позднеюрскую эпоху рифтогенеза. После этого площадь седиментации ещё более сократилась, но положение депоцентра существенно не изменилось.

В течение волжско-среднеаптского мегасеквенса накопилась довольно однообразная последовательность циклично чередующихся гравелитов, песчаников, алевролитов, углей, в основании её залегают

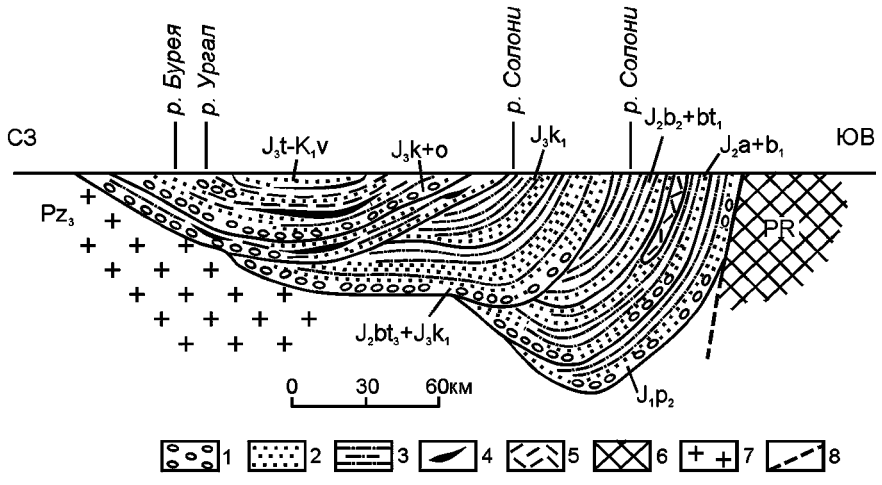


Рис. Литолого-фациальный профиль юрских и нижнемеловых отложений Буреинского бассейна по [2].

Типы пород: *1* – конгломераты; *2* – песчаники; *3* – алевролиты; *4* – угли; *5* – кислые эффузивы; *6* – подстилающие метаморфические породы; *7* – позднепалеозойские гранитоиды; *8* – разлом

конгломераты. С этим мегасеквенсом связаны основные запасы угля в бассейне. В верхней части разреза, начиная с баррема, появляются прослои пепловых туфов, свидетельствующие о начале вулканической деятельности на востоке.

В середине апта фиксируется небольшой перерыв в седиментации, после которого морские воды вдоль узких проливов с северо-востока проникли в пределы узкого грабена. В прибрежно-морской, лагунной обстановке здесь отложилась толща терригенных пород мощностью около 1400 м последнего мегасеквенса.

На седиментацию позднего апта–сеномана существенно повлияли левосдвиговые перемещения вдоль северо-восточной системы сдвигов Тан-Лу. Простирание слоёв ориентировано в этом направлении. По-видимому, это были сбросо-сдвиги. Вдоль опущенных блоков создавалось пространство для накопления осадков, а поднятые блоки эродировались и служили источником осадков. Сдвиги доказаны как геологическими наблюдениями по обрамлению бассейна по дуплекс-структурам, так и по данным сейсморазведки. На сейсмопрофилях ветвящиеся «пальмовые» разломы интерпретируются как сдвиги. Таким образом, на этом этапе бассейн может рассматриваться как присдвиговый (pull-apart).

Коллизионные процессы в середине альба на востоке, выразившиеся в амальгамации ряда террейнов и образовании Сихотэ-Алинского орогенного пояса, обусловили процессы сжатия, формирование субмеридиональных надвигов, подтвержденных сейсморазведкой, и прекращение седиментации в бассейне. Осадконакопление возобновилось лишь в маастрихт-датское время, когда накопились озерно-аллювиальная песчано-глинистая толща мощностью до 300 м в условиях внутриплитного погружения.

Для оценки перспектив нефтегазоносности в процессе секвенсстратиграфических исследований были выделены фазы максимального затопления, во время которых формируются нефтематеринские толщи, изучен катагенез пород по площади, оценены по серии разрезов соотношения песчаных и алевропелитовых пород, по геохимическим данным определены источники сноса, построены палеогеографические схемы.

Литература

1. *Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В.* Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 107-121.

2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Л.: Недра, 1984. 560 с.

3. *Давыдова Т.Н., Гольдштейн И.Л.* Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949. 306 с.

4. *Кириллова Г.Л.* Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 62-72.

5. *Кириллова Г.Л.* Позднемезозойские–кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника, 2005. № 5. С. 62-82.

6. *Крапивенцева В.В.* Угленосные формации Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148с.

7. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Ред. Ю.С. Воронков. Л.: Недра, 1987. 263 с.

8. *Щербаков В.С.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнебуреинского бассейна. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М: МГУ, 1967. 24 с.

М.Л. Копп[1], Н.Ю. Васильев[2], А.А. Колесниченко[1]

Динамика формирования Вятских внутриплитных дислокации: анализ источников напряжений

Вятские дислокации, на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, представлены серией пологих (не более 10º) валов в палеозойско-нижнемеловых слоях. Как и многие другие структуры подобного рода, они приурочены к потенциально ослабленным зонам: здесь – к утолщенной осадочной призме плитного чехла в ядре Казанско-Кажимского, или Кировского, прогиба. Последний, будучи окончательно оконтурен в девоне, унаследовал и перекрыл Вятско-Кажимский рифейский авлакоген. После складчатой деформации, произошедшей где-то после неокома [1, 2], вероятно, в позднеальпийскую эпоху (судя по возрасту новейших структур находящегося недалеко Урала) здесь возник Вятский мегавал – приподнятый в верхних горизонтах, но с прогибом ложа наподобие изостатического «корня гор». Все это вызывает ассоциацию с инверсионным антиклинорием, возникшим в результате бокового сжатия, а некоторые авторы даже усматривают признаки глубинного надвигания всей зоны дислокаций к востоку [1] (что, правда, требует доказательств).

Поскольку Вятские дислокации находятся глубоко внутри ВЕП, на огромных расстояниях от активных границ Евразийской литосферной плиты (как спрединговой на севере, так и коллизионной на юге), возникает вопрос об источнике напряжений для столь молодых, по сути неотектонических, деформаций. Помимо теоретического интереса, это важно и в прикладных аспектах: например, к Вятским дислокациям трассируется сейсмическая зона, протягивающаяся от Кунгурского участка Приуралья. Для изучения динамики формирования дислокаций были проведены структурно-геологические исследования, включающие полевые мезотектонические наблюдения, а также типизацию макроструктурных рисунков на основе анализа геологических и структурных карт.

По результатам массовых замеров борозд скольжения и других мезоструктур оказалось, что Вятские дислокации, во всяком случае, в приповерхностных горизонтах, формировались при горизонтальном растяжении в сбросовом стресс-режиме (рис. 1). При этом растяжение направлено как вдоль, так и поперек их простирания (при

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; kopp@ginras.ru, mlkopp@mail.ru
[2] Московская геолого-разведочная академия, Москва, Россия

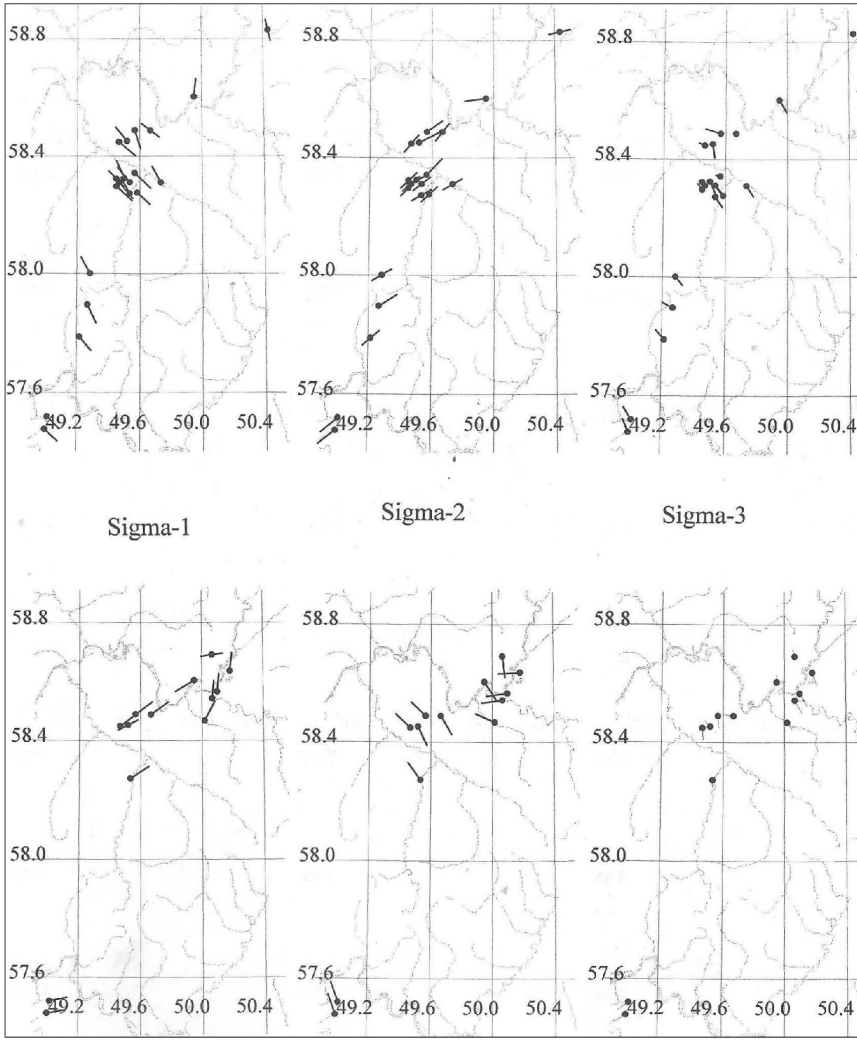


Рис. 1. Цифровая карта горизонтальных проекций осей кайнозойских напряжений; длина вектора обратно пропорциональна наклону оси по отношению к земной поверхности, направление наклона — от точки в основании вектора. Деформационные режимы: верхний ряд – 1-ый сбросовый, наиболее распространенный: главное растяжение ЗСЗ-ВЮВ, нижний ряд – 2-ой сбросовый: главное растяжение ЮЮЗ-ССВ. Оси напряжений: σ_1 – растяжения, σ_2 – промежуточная, σ_3 – сжатия

близких значениях деформации вдоль оси удлинения σ_1 и промежуточной оси σ_2), но зато всегда при поперечном к ним простирании горизонтальной проекции оси укорочения σ_3, либо занимающей ее место оси σ_2.. В целом же, ориентация главных нормальных осей напряжений так или иначе привязана к простиранию дислокаций. В этом плане еще и весьма характерен конформный по отношению к зеркалу складчатости Вятского антиклинория наклон обеих главных осей деформации – как укорочения, так и удлинения (в тех случаях, когда обе они ориентированы поперек него). На его разных крыльях наклон направлен в противоположные стороны: к СЗ на западном крыле и к ЮВ – на восточном (см. рис. 1, верхняя строка); иными словами, если одноименные оси на разных крыльях мысленно продолжить, они образуют выпуклый вверх изгиб. Подобная симметрия наклонов осей деформации на разных крыльях антиклинория, скорее всего, отражает их вторичный изгиб в ходе разрастания и увеличения наклона крыльев.

В целом же, обстановка растяжения, сопутствовавшая формированию Вятских дислокаций, дополнялась поперечным к ним укорочением. Данное поле деформаций установлено по замерам преимущественно в пермских породах, однако полное отсутствие в районе проявлений герцинской складчатости позволяет считать его альпийским или даже позднеальпийским – по аналогии с соседними районами ВЕП и Урала [3–5].

Основанные на мезотектонических данных выводы о динамике формирования дислокаций существенно корректируются результатами анализа макроструктурного рисунка (рис. 2). В плане складчатый пучок, в целом субмеридиональный, изогнут в виде выпуклой к ЗСЗ крупной дуги и образует виргацию – собранную на севере, где в его профиле выражены не более двух довольно сжатых складок-валов, и раскрывающуюся к югу (до 4–6 более пологих складок-валов) [2]. Эти проявляющиеся в направлении с севера на юг плановые изменения стиля структуры сопровождаются и сменой ее асимметрии в поперечном сечении. Давшая почву для предположений о глубинном надвигании к востоку, восточная в целом «запрокинутость» пологих валов (их своего рода вергентность) доминирует на суженном северном отрезке виргации, тогда как на разветвляющемся южном наиболее западные валы антиклинория скошены уже к западу, и он здесь становится дивергентным. Обычны также кулисность валов и коленообразные изгибы их осей, сопровождающиеся сменой вергентности на противоположную («перекручиванием»); то и дру-

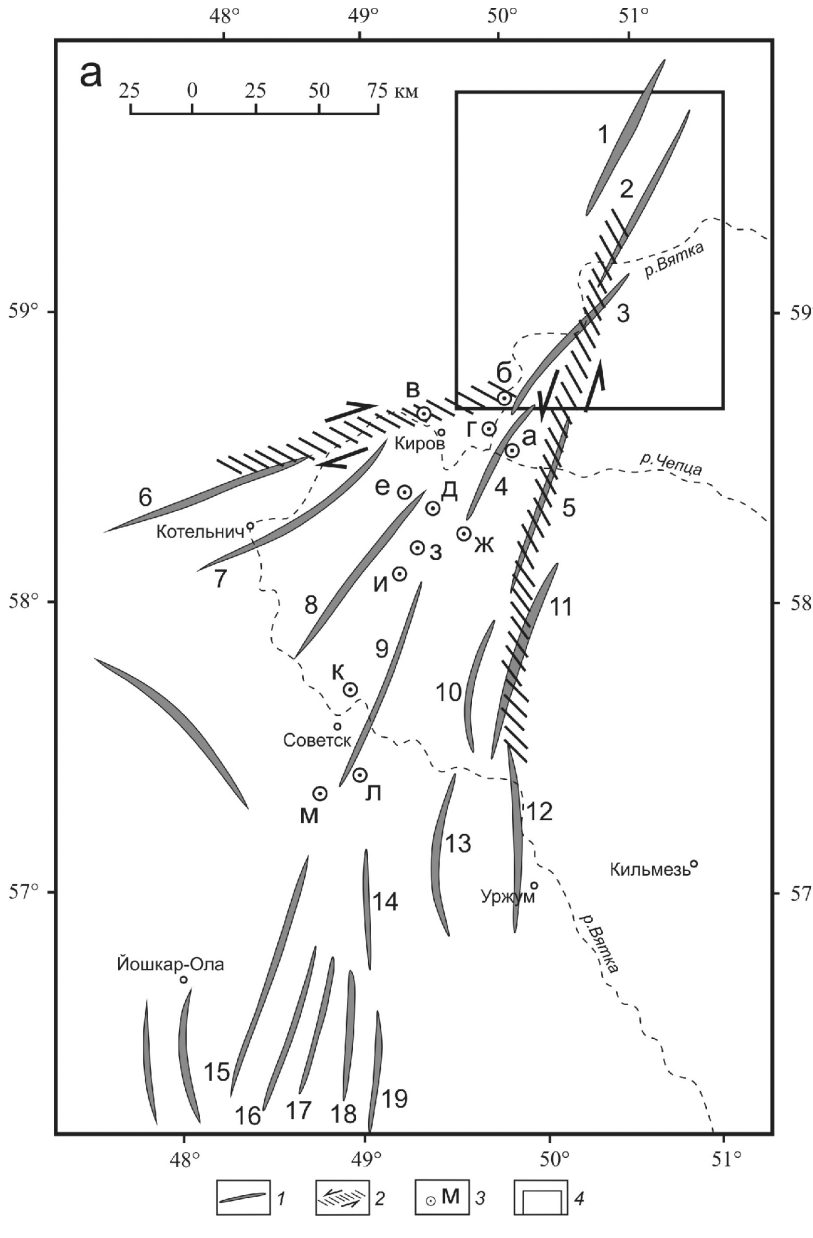


Рис. 2. Вятская складчатая виргация как результат проявления горизонтального сдвига; структурная основа – по [2], кинематическая интерпретация М.Л. Коппа.

1 – валы Вятских дислокаций, 2 – сдвиговые зоны, по кулисности расположения валов, 3 – точки мезотектонических наблюдений, 4 – контур рис. 3

гое характерно для деформации горизонтального сдвига. Особенно наглядная серия таких горизонтальных флексур, примерно СЗ-ного простирания, отмечена нами для северного (суженного) отрезка виргации (рис. 3), где все они смещают оси валов влево на расстояние до 5 км. Сдвиги угадываются и на обоих краях Вятской зоны (см. рис. 2). Один из них, левый, вытянутый вдоль всего ее восточного края и изгибающийся вместе с ней от меридионального простирания на юге до ССВ-ного на севере, угадывается в кулисном расположении бортовых валов. Другой, уже правый, обуславливающий весьма резкое расширение виргации к югу, определяет СВ-ную ориентировку западного борта Вятской зоны на ее центральном отрезке (см. рис. 2).

Сравнивая результаты мезо- и макроструктурных наблюдений, можно отметить, что вторые свидетельствуют о куда более существенной роли горизонтального сжатия (по крайней мере, в сдвиговом стресс-режиме) в формировании структур. Учитывая, что непосредственно около поверхности, по данным мезотектоники, здесь проявляется горизонтальное растяжение, естественно считать, что сжатие в сдвиговом стресс-режиме доминирует на глубине, а вверх оно все больше сменяется растяжением в сбросовом режиме. Такая динамическая расслоенность поля напряжений отнюдь не является новой и неоднократно отмечалась нами для более южных районов Русской плиты [3]. Несомненно, она везде отражает то, в общем, понятное обстоятельство, что передатчиком коллизионного давления на большие расстояния может быть (и является) только жесткая консолидированная кора, включающая платформенный фундамент. В то же время, платформенный чехол ведет себя пассивно: он не участвует в передаче напряжений и, более того, как тяжелое одеяло, гасит глубинные горизонтальные напряжения и заодно трансформирует сжатие в растяжение, особенно усиливающееся на сводах валов и других поднятий.

По совместной интерпретации мезо- и макроструктурных данных, горизонтальная проекция оси максимального поперечного укорочения дислокаций (для обстановки растяжения ее роль играет главная ось σ_3, либо промежуточная σ_2 – см. рис. 1) имеет простирание от субширотного до СЗ-ного – такое же, как и на находящемся к востоку новейшем Урале [4, 5], но при этом примерно на 90º отличается от меридионального–ССВ-ного – для неотектонических структур юго-востока Русской плиты [3]. Таким образом, источник деформации Вятской зоны следует искать на востоке, т.е. на Урале. находящемся, по мнению ряда авторов, в зоне воздействия коллизионных напряже-

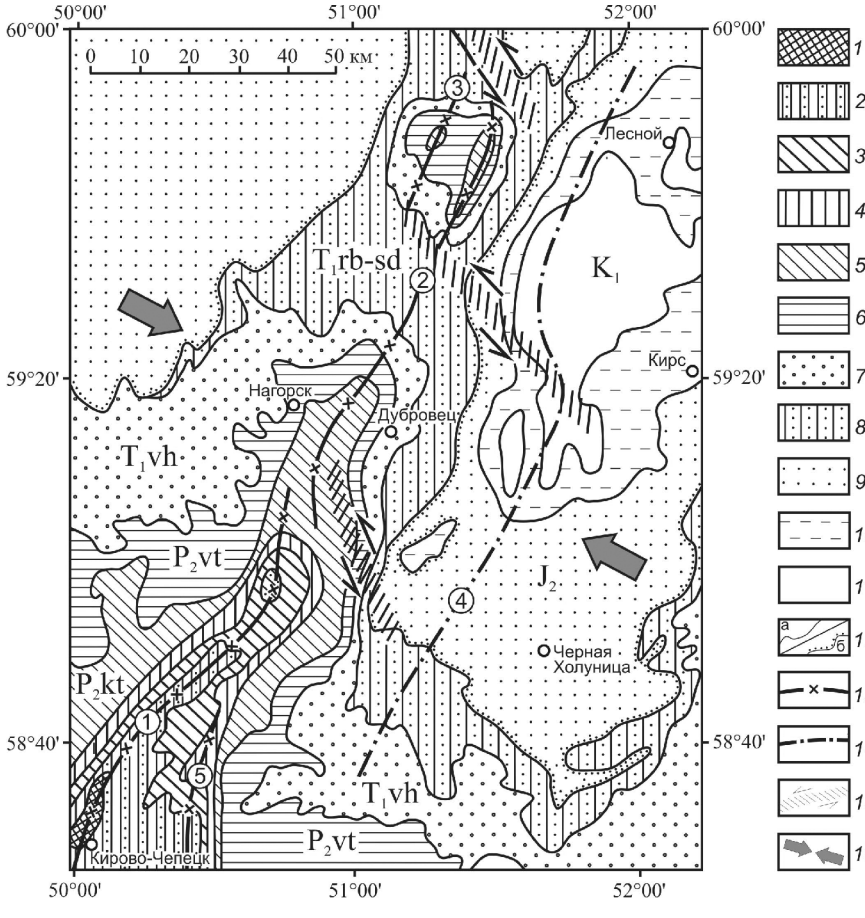


Рис. 3. Фрагмент геологической карты северной части дислокаций (по [2], с упрощениями); кинематическая интерпретация М.Л. Коппа.

1–5 – верхняя пермь: 1 – казанский ярус, 2–6 – татарский ярус: 2–3 – уржумская серия нижнего подъяруса: 2 – нижняя пачка, 3 – верхняя пачка, 4–6 – верхний подъярус, горизонты: 4 – северодвинский, 5 – котельнический, 6 – вятский; 7–8 – нижний триас, горизонты: 7 – вохминский, 8 – рыбинский; 9–10 – юра: 9 – средняя, 10 – верхняя, 11 – нижний мел, 12 – геологические границы: а – согласные, б – трансгрессивные, 13 – оси валов; 14 – оси прогибов, 15 – горизонтальные сдвиговые флексуры, 16 – направление горизонтального сжатия, по особенностям структурного рисунка

ний Перииндийской области индентации. Динамическое родство Вятских дислокаций и Урала определяется и по их более раннему (олигоцен) началу активизации, по сравнению с южными внутриплитными структурами (не раньше среднего миоцена). Для новейшего Урала это определяется достаточно отчетливо – как по датировкам неотектони-

ческого рельефа, так и по несогласиям в складчатых комплексах Зауралья [ссылки см. в 4, 5], а для Вятских дислокаций более провизорно – по началу формирования самой высокой поверхности выравнивания, содержащей в элювии так называемые пуги – скопления щебня, где наряду с прочими присутствуют и обломки эоценоаых опок [1, 2]. При этом и Урал, и Вятские дислокации, судя по геоморфологическим данным и измерениям современных движений, активно росли в течение всего новейшего этапа вплоть до настоящего времени, но с конца раннего миоцена – уже совместно с южными структурами, принадлежащими Периаравийской коллизионной области.

В таком ракурсе, Вятские дислокации представляют собой наиболее крайний, северо-западный «форпост» Перииндийской коллизионной области, в общем ряду принадлежащих ей и постепенно угасающих к северо-западу эпиплатформенных поднятий – таких, как Тянь-Шань, Кызылкумские «горки», Казахский мелкосопочник и Урал (по крайней мере, Южный и Средний). Увеличенная же роль горизонтального растяжения, особенно заметная в мезотектонических парагенезах, объясняется весьма значительным удалением Вятских дислокаций от зоны коллизии и соответственным ослаблением коллизионного давления. Исследование поддержано Программой № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Высоцкий К.А., Калинин А.Т.* Структурно-тектонические предпосылки выявления нефтегазоносных районов // Разведка и охрана недр. 2000. № 10. С. 23-27.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1:1000000. Лист О-(38), 39–Киров. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.

3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).

4. *Копп М.Л.* Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36-61.

5. *Копп М.Л.* Лозьвинские дислокации Северного Зауралья как результат неотектонического поддвига коры Западно-Сибирской платформы под Урал // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 6. С. 1020-1023.

Е.А. Кораго, Г.Н. Ковалёва[1]

Магматические породы Новой Земли – индикаторы главных событий в геологической истории Северокарско-Баренцевского региона

Магматические образования Новой Земли, несмотря на их небольшое (за исключением средне-позднедевонских базитов) площадное распространение, являются достаточно четкими реперами основных тектонических событий не только геологической истории Новой Земли, но и всего запада Евразийской Арктики, т.е. Баренцево-Северокарского региона (БСКР).

Внедрение **позднерифейско-вендского митюшевского аляскит-гранитового комплекса** отражает орогенные события, связанные с закрытием Палеоазиатского океана и, соответственно, окончательным становлением коры континентального типа во всем БСКР, а **позднепротерозойско-раннепалеозойского**(?) **русановского базитового комплекса** – процессы деструкции континентальной коры в задуговом бассейне этого океана и сформированной затем в предпалеозойское (доордовикское?) время эпибайкальской плите.

(Средне)-позднедевонский базальт-долеритовый магматизм, по-видимому, причинно был связан одновременно и с заключительными фазами кадедонско-элсмирского орогенеза («замыканием» океана), и с началом уральской коллизии. Петрографическая провинция этих базитов в БСКР имеет в плане достаточно изометричную форму, что вместе с изотопными (Sr-Nd-Pb) характеристиками магматитов, позволяет рассматривать их в качестве производных плюмовой активности. Не исключено, что проявления щелочно-ультраосновного (с карбонатитами) и нефелин-сиенитового магматизма Кольского п-ова, кимберлитоподобных пород и кимберлитов Терского берега этого же полуострова, Зимнего берега Архангельской области и Тимана(?) с датировками 380–360 (и несколько моложе) млн лет также были связаны с деятельностью этого же плюма. Поскольку в границах девонской базитовой провинции выделяются три линейные зоны второго порядка (Канино-Тиманская, Печоро-Колгуевская и Пайхойско-Вайгачско-Новоземельская), то можно предположить, что плюмовый магматизм первоначально в форме рассеянного спрединга сменился затем рифтогенезом с линейно-упорядоченным спре-

[1] ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; okeangeo@vniio.ru

дингом, приуроченным к границам разнородных геоблоков; либо эти два процесса протекали близко одновременно.

Раннемезозойские гранитоидные комплексы Новой Земли (и Пай-Хоя) отражают различные фазы переплавления (уже существовавшей с допалезойского времени) коры континентальоного типа в связи с орогенезом, создавшим современный структурный рисунок Пайхойско-Новоземельского региона. Образования I фазы **диорит-гранодиоритового черногорского комплекса** карского побережья Новой Земли, близкие латитовому геохимическому типу Л.В. Таусона, I-гранитам Чаппела-Уайта, т.е. породам с явным участием мантийной компоненты, с формальных позиций, исходя из их петрогеохимических особенностей, могли возникнуть в островодужных либо окраинно-континентальных обстановках, а II фазы (известковощелочные, S-типа граниты) – в обстановке континентальной коллизии. Гранитоиды **аляскит-лейкогранитового сарычевского комплекса** западного (баренцевского) побережья архипелага по своим петрохимическим особенностям отвечают гранитам S- и A-типов, характеризуя позднe- и, вероятно, посторогенные обстановки их формирования. Такие петрогеохимические особенности раннемезозойских гранитоидов, казалось бы, могут свидетельствовать в пользу представлений о существовании к востоку от архипелага в акватории Карского моря реликтов океанической или переходной коры поздних уралид («пайхоид», по С.С. Юдину). Однако, этому противоречат: 1) присутствие шельфовых мелководных существенно карбонатных осадков силура и нижнего девона, прорванных гранитоидами черногорского комплекса, в блоке, надвинутом со стороны Карского моря; 2) совершенно согласное залегание в этом же блоке средне-верхнедевонских карбонатно-кремнисто-(вулканогенно)-глинистых рифтогенных конденсированных отложений на мелководных карбонатных породах нижнего девона; 3) установленный снос осадочного материала уже с каменноугольного времени с востока (со стороны Карского моря); 4) мозаичный рисунок аномального магнитного поля Новой Земли и Карского моря в отличие от линейного рисунка Урала; 5) радиологический возраст гранитоидов, который для Карского побережья является относительно более молодым (196, 210 млн лет и 180, 240 млн лет – K-Ar метод; 245 и 254 млн лет – Ar-Ar метод для востока и запада Новой Земли соответственно), хотя с позиций плитной модели поздних уралид («пайхоид») должно быть наоборот. Эти факты, по нашему мнению, позволяют достаточно определенно рассматривать проявления раннемезозойских гранитоидов в качестве

финального сиалического магматизма в результате переплавления уже существовавшей здесь с допалеозойского времени коры континентального типа при замыкании внутрикратонного среднедевонского-пермско-триасового прогиба.

Раннемезозойские рогачевский лампрофировый и безымяненский пикродолерит-трахидолеритовый комплексы, по-видимому, являются относительно более молодыми, чем гранитоиды, посторогенными образованиями, внедрение которых связано с локально проявленной деструкцией омоложенной коры континентального типа, несколько компенсирующей интенсивные процессы сжатия при окончании становления складчатой структуры Пайхойско-Новоземельского региона. В то же время, изотопные датировки пород безымяненского комплекса (218.8±1.4 и 255±17 млн лет, Ar-Ar метод) близки времени внедрения гранитоидов, что не исключает рассмотрение их в качестве образований так называемого комплекса малых тел и даек, связанных с грантиоидным магматизмом.

Желанинский габбро-долеритовый комплекс, датируемый на основании резко дискордантных контактов его даек по отношению к раннекиммерийским складчатым структурам и петрогеохимическим особенностям, близким базитам из керна Лудловской скважины, **позднемезозойским** (позднеюрско-раннемеловым) **временем**, образует по геолого-геофизическим данным небольшой ареал на севере Новой Земли, возможно, являющейся частью обширной петрографической провинции в БСКР. Внедрение этих базитов, скорее всего, происходило в обстановке рассеянного спрединга, предшествовавшего раскрытию Евразийского океанического бассейна. Эта петрографическая провинция, исходя из ее геоструктурного положения, характера проявления магматизма преимущественно в форме рассеянного спрединга и изотопных характеристик, рассматривается ныне многими исследователями в качестве проявлений плюмовой активности.

Позднекайнозойский вершининский ультрабазит-базитовый комплекс (1.6 млн лет) является отражением одного из этапов тектоно-магматической активности в связи со спрединговыми процессами в Евразийском океаническом бассейне.

Выводы

1. Магматические образования Новой Земли отражают основные вехи в сложной геологической истории бассейнов Западной Арктики, фиксируя: а) заключительные этапы развития Палеоазиатского океана (позднепротерозойский магматизм); б) начало коллизионных процессов в Уральском океане и, вероятно, сопряженных с ними заклю-

чительных позднекаледонско-элсмирских орогенных событий ответвления гипотетического океана Япетус (деструктивный среднепозднедевонский базитовый магматизм); в) предположительно постколлизионные процессы в уралидах (раннемезозойский магматизм); г) предрифтовые преобразования в связи с последующим раскрытием современного Евразийского глубоководного бассейна (позднемезозойский базитовый магматизм крайнего севера архипелага); д) один из этапов эволюции этого же бассейна (четвертичный базит-ультрабазитовый магматизм).

2. По имеющимся геолого-геофизическим данным на Новой Земле, Таймыре и, по-видимому, в окружающих акваториях отсутствуют палеозойские офиолитовые и островодужные комплексы, что позволяет говорить о «выклинивании» Уральского палеоокеана в северном направлении (в теле эпигренвильско-байкальской Баренцево-Северокарской плиты) и причинно связывать коллизионные события возрастного диапазона средний девон – карбон на Урале с формированием рифтогенного прогиба на Пай-Хое и Новой Земле в условиях более жесткой литосферы с предполагаемым полюсом раскрытия на границе стыка Полярноуральских и Пайхойских геоструктур.

Е.А. Кораго[1], Н.М. Столбов[1], В.Ф. Проскурнин[2]

Магматические породы Новосибирских островов – индикаторы геодинамики развития осадочных бассейнов Восточной Арктики

1. Архипелаг Новосибирские острова – орогенное поднятие, разделяющее окраинно-материковые плиты и сформированные на них седиментационные бассейны морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Бóльшая часть крупных островов (о-ва Ляховские и Анжу) принадлежат *Новосибирско-Чукотской позднемезозойской складчатой системе*. На юге о. Бол. Ляховского обнажаются фрагменты *Южно-Анюйской сутуры*, возникшей на месте океанического бассейна в результате раннемеловой коллизии Евразийской и Северо-Американ-

[1] ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберге, Санкт-Петербург, Россия; okeangeo@vniio.ru
[2] ВСЕГЕИ, им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; vsegei@mail.wplus.net

ской континентальных плит. Наиболее северные острова архипелага (блок Де-Лонга) в тектоническом отношении, вероятно, относятся к пассивной континентальной окраине каледонид и, частично, – реликтам раннекаледонских островных дуг.

Южнее сутуры на материке в пределах севера Якутии и Колымо-Омолонского региона Магаданской области располагаются: *пассивная континентальная окраина опущенной части Сибирской платформы*, представленная позднепалеозойским-среднеюрским верхоянским складчатым комплексом поздних мезозоид, и сложно построенный *Колымо-Омолонский супертеррейн*, представляющий собой позднемезозойский коллаж разновозрастных геоблоков, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Севернее Южно-Анюйской сутуры на материке в пределах Западной и Восточной Чукотки обнажаются преимущественно песчано-сланцевые складчатые толщи триаса – средней юры *пассивной континентальной окраины Северо-Американской плиты*, из-под которых кое-где обнажаются блоки более ранней – позднекаледонско-элсмирской, допалеозойской и дорифейской (Восточно-Чукотский террейн) консолидации, перекрытые позднеюрско-раннемеловыми островодужными и орогенными вулканитами, а также альб-позднемеловыми образованиями *Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканогенного пояса*. Все осадочные и осадочно-вулканогенные толщи насыщены гранитоидами мелового возраста.

Приведённый обзор геологического строения показывает гетерогенность развития различных частей архипелага Новосибирские о-ва.

2. Пересечение трёх главных групп островов архипелага с юга на север на судне «Сомов» в сентябре 2011 года (от юго-восточного побережья о. Бол. Ляховский через острова Новая Сибирь, Котельный, Бельковский; затем, – и Жохова, Генриетты, Беннета, Котельный и Столбовой) позволило ознакомиться 1) с *офиолитовой ассоциацией* и *метаморфическими породами спорного возраста и генезиса* северо-западного продолжения *Южно-Анюйской сутуры*, а также прорывающими их *орогенными меловыми гранитоидами*, 2) *(поздне)-постколлизионными апт-альбскими риолитами* о.Новая Сибирь, 3) *неоген-четвертичными щелочными базальтами и щелочно-ультраосновными фоидитами* с глубинными ксенолитами на о-вах Жохова, 4) *раннепалеозойскими островодужными(?) трахиандезибазальтами – трахибазальтами и их субвулканическими аналогами* на о. Генриетта, 5) *посторогенными покровными раннемеловыми ба-*

зальтами о. Беннета, 6) *дайками и силлами раннего триаса и мела Новосибирско-Чукотской складчатой системы.*

Группа Ляховских островов и островов Анжу
I. Магматизм океанической и островодужной стадий Южно-Анюйской сутуры

На юго-востоке о. Бол. Ляховский обнажены тектонические блоки базитов, гипербазитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород (эпидот)-амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций метаморфизма, являющихся **членами офиолитовой ассоциации**. Возраст их дискуссионен. А.Б. Кузьмичёв уверен в их мезозойском возрасте, однако присутствие на Западной Чукотке в Южно-Анюйской зоне (сутуре) не только позднеюрских, но и позднепалеозойских шаровых базальтов, а также позднепалеозойских гипербазитов, возраст которых подтверждается изотопными датировками, внедрением плагиогранитов с возрастом 230–240 млн лет и нахождением галек гипербазитов и плагиогранитов в верхнетриасовых конгломератах, скорее свидетельствуют, с одной стороны, о длительной истории Южно-Анюйского океана, а, с другой стороны, о его рифтогенной природе с двумя этапами раскрытия и закрытия: 1) в среднем? – начале позднего палеозоя и в предпозднетриасовое время и 2) в конце средней(?)-поздней юры и в предбарремское время соответственно.

II. Магматизм коллизионного этапа развития Новосибирско-Чукотских мезозоид.

На о. Бол. Ляховском широко развиты меловые гранитоидные интрузивы. Они образуют северное окончание меридионального Чохчуро-Чокурдахского поперечного интрузивного ряда. В.К. Дорофеев выделяет три гранитоидных комплекса – *диорит-гранодиоритовый, лейкогранитовый и гранит-гранодиоритовый*.

Петрохимические особенности *диорит-гранодиоритового комплекса* (122–119±5 – K-Ar и 120±1.7 млн л. U-Pb метод) свидетельствуют об его образовании на ранних–средних этапах коллизионных процессов при участии мантийного материала. Его внедрение знаменует первые этапы становления (либо переплавления уже существовавшей к этому времени более древней) коры континентального типа.

Лейкогранитовый комплекс (122±7, 114±6 и 111–116, 129 млн лет, K-Ar метод) представляет собой результат дальнейшей эволюции магматического резервуара. Этому до некоторой степени противоречат аномально высокие содержания Cr, Ni, Ti, скорее указывающие

на присутствие в составе выплавок мантийной компоненты. По [Chappel, White, 1971], гранитоиды относятся к I–S типу, отражая дальнейший процесс формирования коры континентального типа.

Бóльшая часть пород *гранит-гранодиоритового комплекса* (120–118±5 K-Ar и 118.9±0.42 млн л. U-Pb) отвечают S-гранитам [Chappel, White, 1971], свидетельствуя, как будто, о наиболее позднем становлении массивов этого типа. На диаграмме [Batchelor, Bowden, 1985] точки составов *гранодиоритового комплекса* тяготеют к полям гранитов доплитной коллизии и синколлизионным, *лейкогранитового комплекса* – синколлизинным, а *гранит-гранодиоритового комплекса* – к синколлизионным и (преимущественно) постколлизионным–позднеорогенным, завершая, таким образом, становление коры континентального типа.

Петрохимия *раннемеловых* (апт-альб – по флоре и споро-пыльце; K/Ar – 110–107±2.5 млн лет) *риолитов* о-вов Фаддевского и Новая Сибирь свидетельствует о возможной комагматичности риолитов и гранитоидов лейкогранитового комплекса. По-видимому, излияния риолитов знаменуют поздние этапы салического орогенного магматизма в этой уже платформенной области. А.Б. Кузьмичёв связывает внедрение риолитов с посторогенным растяжением, поскольку они присутствуют в низах разреза посторогенного комплекса, выполняющего впадины Новосибирских островов и моря Лаптевых.

III. Магматизм платформенного этапа развития о-вов Ляховских и Анжу

Магматические образования этого этапа представлены мелкими телами габбродолеритового состава. Среди интрузивных тел превалируют дайки, реже наблюдаются небольшие штоки, а на о. Бельковском известны силлы. Габбродолериты до последнего времени датировались поздним палеозоем на том основании, что они прорывают и метаморфизуют образования девона – среднего карбона. U-Pb датированием циркона было получено значение около 250 млн лет [Kuzmichov, Pease, 2007], т.е. эти *долериты Новосибирских островов оказались по возрасту близки сибирским траппам*, а также анюйско-амгуемскому комплексу Западной Чукотки и, по-видимому, могут рассматриваться в качестве одного из ареалов этой магматической мегапровинции («суперплюма»), т.е. этот блок является частью Сибирской платформы.

Использование ряда диаграмм не дает однозначной трактовки геодинамических обстановок формирования пород. Исходя из геолого-структурных условий проявления магматизма, можно предполо-

жить, что он связан с деструктивными процессами в тыловой части континентальной окраины (или микроконтинента), граничившей в палеозое со структурами (Ляховско)-Южно-Анюйской зоны с корой океанического типа.

О-ва Столбовой (группа Ляховских о-вов) **и Котельный** (о-ва Анжу). На севере о. Столбовой известны дайки долеритов северо-западного простирания. Есть сведения о таких дайках и на о. Котельном. Мощность даек от 1–2 (о. Столбовой) до нескольких десятков метров (о. Котельный) при протяжённости 2 км.

Возраст долеритов условен и принят по аналогии с близкими по петрографическим и петрохимическим особенностям базитами материка, а также на основании секущих контактов даек с отложениями верхней юры – нижнего мела.

В петрохимическом отношении поздне?меловой габбродолеритовый комплекс представлен умеренно глиноземистыми известково-щелочными базитами нормальной–умеренной щелочности Na-подтипа K-Na типа. Меловой долеритовый магматизм логично связывать с деструктивными процессами в результате поздне-посторогенного (компенсационного) растяжения континентальной коры этого региона.

Группа островов Де-Лонга

IV. Магматизм островодужного типа о. Генриетта

На о. Генриетта известны проявления *трахиандезибазальтового комплекса* предположительно раннекаледонской магматической деятельности. Комплекс представлен преимущественно умеренно щелочными породами известково-щелочной серии натриевого подтипа K-Na типа щелочности. По петрохимическим данным образования комплекса, скорее всего, накапливались в *обстановках, близких островодужным энсиматического типа.*

Возраст по геологическим и изотопным данным оценивается неоднозначно. В.А. Виноградов датировал вулканогенно-осадочные и вулканогенную толщи вместе с ассоциирующими с ними интрузивными породами условно каменноугольным временем по присутствию в осадочных прослоях *перекристаллизованных* фораминифер соответствующего облика, а также на основании K-Ar датировок от 310–375 до 450 млн лет. Согласно новым достаточно надежным Ar-Ar радиологическим данным [Каплан и др., 2001] возраст базальтов и долеритов близок границе ордовика и силура – около 440–444±2 млн лет. Имеется также Sm-Nd изохрона – 451±86 млн лет.

V. Магматизм платформенного (предокеанического, предрифтового) этапа развития о-вов Де-Лонга (о. Беннета)

Этот магматизм представлен базальтами мелового возраста. *Вулканиты* залегают на эродированной поверхности кембрия–ордовика и на угленосных отложениях нижнего мела. *Нижняя* (пестроцветная) *часть* вулканогенной толщи (до 60 м) представлена покровами порфировых базальтов с редкими линзами и прослоями туфов и туфоаргиллитов; а верхняя часть однородна и сложена мощными покровами оливиновых базальтов со столбчатой отдельностью. Споро-пыльцевой спектр из осадочных прослоев имеет раннемеловой облик (верхи раннего мела – альб). *Верхняя часть* толщи (до 300 м) сложена покровами очень плотных оливиновых базальтов чёрного цвета. K-Ar возраст базальтов [Драчёв, 1989; Федотов и др., 2005] отвечает апт–альбу (110–120 млн лет).

Базальты характеризуются преимущественно умеренной щелочностью Na-подтипа K-Na ряда известково-щелочной серии. Большинству проанализированных образцов свойственна насыщенность SiO_2 и невысокие MgO. С увеличением щелочей возрастает железистость, т.е. характерен феннеровский тренд дифференциации магм. По петрографическим и петрохимическим особенностям обособляется две группы пород: лейкократовые глиноземистые оливиновые базальты и меланократовые магнезиальные разности. Последние характеризуются некоторым дефицитом SiO_2 и щелочей при высоких содержаниях MgO, отвечая по составу пикробазальтам. На диаграммах для реконструкции геодинамических обстановок формирования картина получается достаточно нечеткой. Учитывая геоструктурные условия проявления формации (в границах блока Де-Лонга, кратонизированного, по крайней мере, с каледонского, а, возможно, и дорифейского времени), можно уверенно говорить о позднемезозойско-кайнозойских деструктивных процессах континентальной коры, по-видимому, связывая их с ранними этапами рифтогенных событий, предваряющих начало океанообразования в Арктическом бассейне. Возраст базальтов отвечает пику широкого проявления базитового магматизма в Арктике (HALIP), трактуемого многими исследователями в качестве плюмового.

VI. Внутриплитный магматизм о-вов Де-Лонга, связанный с поздними этапами раскрытия Евразийского бассейна

О-ва Жохова и Вилькицкого имеют вулканическое происхождение: здесь развиты образования, возраст наиболее молодых из которых 0.4 млн лет. По петрографическим и петрохимическим особен-

ностям выделяются две группы пород: *щёлочнобазальтовая* и *щёлочно-ультраосновных фоидитов* (лимбургитов). Вулканиты содержат *включения коровых* (кварцитов, известняков каменноугольного возраста) *и глубинных пород* (шпинелевые лерцолиты), дающие представление о составе корового субстрата и верхней мантии. По [А. Сурнин, 1993], K-Ar возраст долеритовых включений – 99–152 млн лет, а мантийных ксенолитов – 545±106, 605±47 и 1110±57 млн лет.

Предполагается, что щёлочно-ультраосновные фоидиты о. Жохова образуют лавовый конус среди оливиновых трахибазальтов и щелочных базальтов, т.е. являются более молодыми. Вместе с тем, радиологические датировки обоих магматических комплексов перекрывают друг друга – 0.53–6.1 млн лет для базальтов и 0.4–4.21 млн лет для фоидитов. Учитывая геологические данные, возраст базальтов трактуется как неогеновый, а щелочно-ультраосновных фоидитов, – как неоген-четвертичный.

Щёлочно-базальтовый компплекс о. Жохова по петрохимическим характеристикам отвечает пикритовым базальтам (до пикритов) и щелочным базальтам. Характерны высокие содержания MgO (в среднем 10 %, иногда 17 %,) и низкие – умеренные Al_2O_3. *Комплексу щёлочно-ультраосновных фоидитов* свойственен дефицит SiO_2 при высоких Na_2O+K_2O и повышенных MgO. Высоки и содержания P_2O_5 (среднее – 1,06 %). Щелочные базальтоиды о. Жохова несколько отличаются от пород о. Вилькицкого более высокими SiO_2 и MgO при меньшей агпаитности.

Кайнозойские вулканиты о-вов Де-Лонга – внутриплитные образованиями на континентальной литосфере. Глубины магматического источника, судя по присутствию шпинелевых лерцолитов, превышают 60 км. Их излияния связаны с поздними этапами развития Евразийского глубоководного бассейна.

Таким образом, магматизм Новосибирских островов отражает главные вехи развития этого участка земной коры, расположенного на стыке двух крупных тектонических плит, где в современном структурном плане обнажаются блоки с каледонским (или даже допалеозойским), позднемезозойским и позднегерцинско-раннекиммерийским (?) фундаментом.

Г.Г. Кочемасов[1]

Современное взаимное расположение Западно-Сибирского и Средиземноморского бассейнов на Евразийском и Африканском континентах

Секторная тектоника поднятого Восточного континентального сегмента (полушария) Земли различает 4 основных разноуровенных сектора, сходящихся вершинами на Памир-Гиндукуше: поднятые Африкано-Средиземноморский и противостоящий Азиатский и опущенные – Евразийский и противостоящий Индоокеанский. Главные секторы делятся тектоническими биссектрисами на разновысокие подсекторы. Так, в Евразийском секторе относительно погружен Западно-Сибирский подсектор, а в Африкано-Средиземноморском секторе относительно погружен Средиземноморский подсектор.

Наблюдается геометрическая правильность расположения этих блоков и их частей. Так, относительно линии СЗ простирания (названной Б.А. Соколовым, много лет бывшим деканом геологического факультета МГУ, *Фенно- сарматской*), соединяющей о-в Ян-Майен и Бадхыз и проходящей через Скандинавию, Ладогу, Москву, восточный Прикаспий (область древних сарматов), озеро Сарыкамыш, расположены симметрично многие геолого-географические объекты (Рис. 1, 2). За этим стоит не какое-то случайное совпадение, а фундаментальное свойство Земли – форма ее геоида, рисующего распределение масс в объеме планеты. Фенно-сарматская линия симметрии разделяет две планетарного масштаба области геоида, повышающегося к юго-западу и понижающегося к северо-востоку от нее.

Рис. 1 охватывает пространство от СЗ Африки до Восточной Сибири и показывает, что по отношению к названной линии симметричны такие далеко отстоящие и расположенные на разных континентах объекты, как Восточно-Сибирский и Западно-Африканский архейские кратоны и разновозрастные складчатые области Таймыра и Атласа. Рифты опущенной области Западной Сибири симметричны рифтогенному Средиземноморью. Рис. 2 детализирует симметричные объекты в пределах Восточно-Европейского кратона и его обрамления.

В суперструктуре архейского Восточно-Европейского кратона наблюдаются следующие ярко выраженные симметричные тектонопары, часто геологически разновозрастные и расположенные на разных

[1] ИГЕМ РАН, Москва, Россия; kochem.36@mail.ru

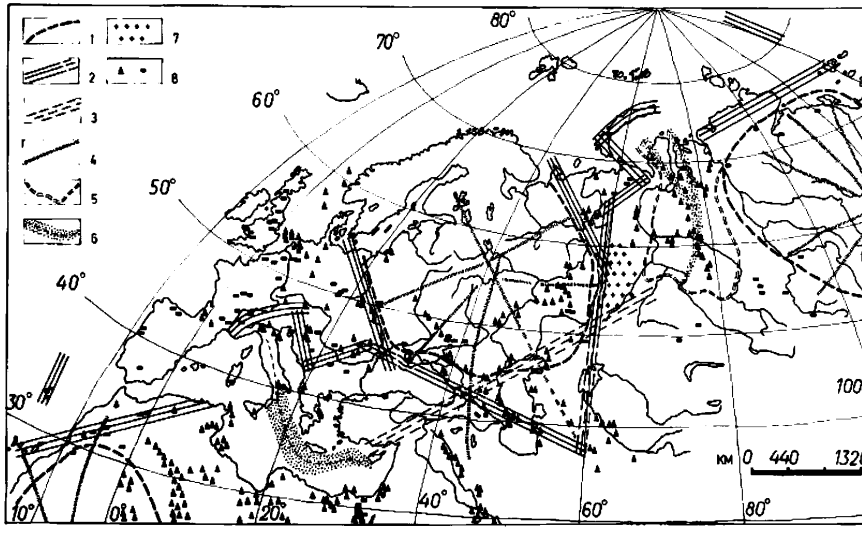


Рис. 1. Симметричность геолого-географических объектов по отношению к Фенно-сарматской линии в полосе от СЗ Африки до восточной Сибири

1 – границы кратонов; *2* – складчатые области; *3* – линеамент; *4* – тектонически ослабленные зоны; *5* – Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция и Апеннино-Средиземноморский шов – фрагмент кольцевой ослабленной зоны на рис. 2; *6* – рифты; *7* – палеоген "Анти-Черного моря"; *8* – нефтегазовые и угольные месторождения

типах коры. Новая Земля и Альпы, Пай-Хой и Динарские горы, Печорский и Паннонский бассейны, Шпицберген и Шотландия, Тиманский кряж и Восточные Карпаты с линией Тейссера-Торнквиста, Черное море и его исчезнувший "антипод" на левобережье реки Тобол в районе флексуры Среднего Урала, Арал и Южный Каспий и др. Интересно, что два гигантских газовых месторождения: Гронинген в Голландии и Штокмановское в Баренцевом море (Россия) занимают симметричное положение по отношению к этой оси СЗ простирания. Симметрично расположены и крупнейшие провинции газовых и нефтяных месторождений Западной Сибири и нефтяных и газовых месторождений Месопотамии и Северной Африки, аккумулирующие основные запасы углеводородов мира. В целом, в глобальном масштабе СВ часть более газоносна, а ЮЗ часть более нефтеносна, что вероятно имеет отношение к глобальной тектонике и опосредованно к мировой политике.

Относительно северо-восточной оси, пересекающей северо-западную в районе южной части Московской синеклизы, симметрично-антисимметричны поднятый блок Балтийского щита и опущенный –

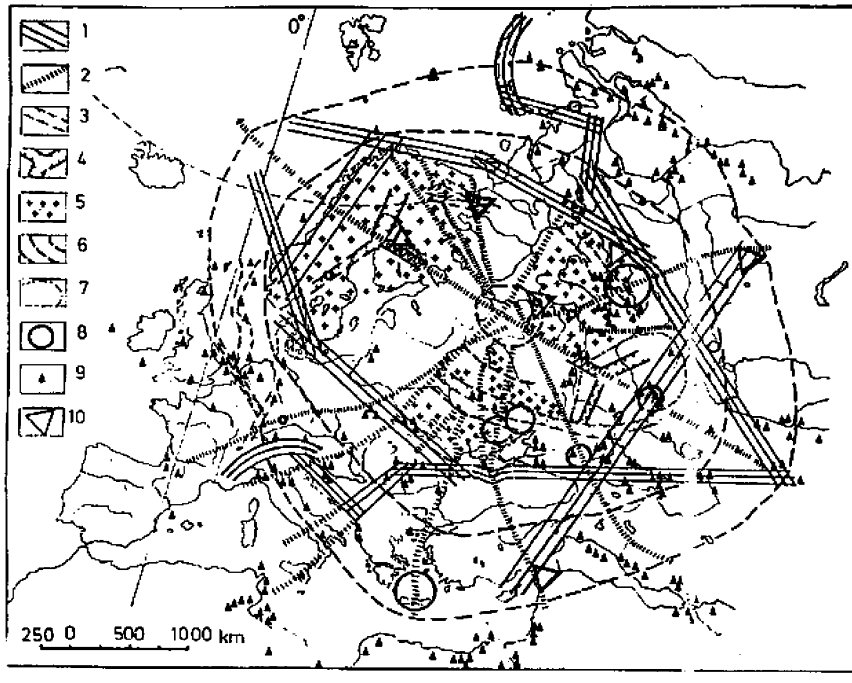


Рис. 2. Суперструктура Восточно-Европейской платформы

1 – линеаменты (преимущественно орогены обрамления); *2* – радиальные ослабленные зоны; *3–4* – грабены, рифты, авлакогены, разломные зоны (*4* – для Балтийского щита и Прикаспийской синеклизы); *5* – кристаллический фундамент (выходящий на поверхность и под тонким чехлом); *6* – кольцевые ослабленные зоны и их фрагменты на платформе и в обрамлении; *7* – контур Прикаспийской синеклизы; *8* – кольцевые структуры; *9* – месторождения углеводородов; *10* – месторождения и проявления алмазов

Прикаспийской синеклизы (см. рис. 2), синхронно развивающиеся еще с докембрия. Плато Воринг и Устюрт – еще один пример антисимметричных отношений. Возвращаясь к тектонопаре Арал – Южный Каспий, следует отметить их разновысокое положение и согласованные колебания уровня их вод. Оба водоема (кольцевые структуры) соединяются дуговым “каналом” повышенной проницаемости литосферы длиною до 700 км. Поверхностным выражением этого “канала“ является пониженный участок за ЮВ уступом Устюрта (русло Узбоя, озеро Сарыкамыш).

Складчатое обрамление в СВ половине гигантского кольца (Новая Земля, Пай-Хой, Урал, Мугоджары) преимущественно палеозойского возраста, а симметричные им складчатые образования в ЮЗ полови-

не (Альпы, Динарские горы, Карпаты, Добруджа, Крымсие горы, Кавказ) активно развивались в мезозое. Но в обоих поясах имеется геологическая летопись более ранних (палеозойские бутоньеры в мезозойских складках) и более поздних (мезозойская активизация палеозойских складок) событий. Такие колебания во времени и пространстве – сущность волновых структурообразующих процессов.

Заслуживает особого внимания тектонопара Альпы – Новая Земля, так как фундамент многих геологических наук закладывался в центре Европы, но тогда не было обращено внимание на многозначащую симметрию двух орогенов, что могло бы кардинальным образом повлиять на направления мыслей основоположников. Два орогена близки по протяженности, делятся на два сегмента (западные и восточные Альпы, южная и северная Новая Земля), имеют слегка изогнутые формы. Антисимметричность этой пары заключается в преимущественной разновозрастности – мезозой и палеозой.

Симметрична по расположению, но антисимметрична по типу движений и тектонопара Балтийский щит – Прикаспийская синеклиза. Щит постоянно поднимался с некоторыми перерывами, начиная с глубокого докембрия (снятие ледовой нагрузки лишь усилило этот тектонический подъем), и денудация обнажила породы, образовавшиеся на глубинах в 10–20 км. В тот же период времени в прогибающейся с некоторыми перерывами синеклизе накапливались осадочные толщи мощностью до 20 км. Поднятие означает расширение, и образовывавшиеся трещины заполнялись интрузивным материалом (от гранитов до кимберлитов). Опускание означает сжатие, и пластичные соленосные толщи выжимались в виде куполов. Сжатие способствовало также накоплению и сохранению залежей углеводородов.

Фундаментальность Фенно-сарматской линии подчеркивается ее проявлением и в антропосфере. Она разделяет древних угро-финнов на северо-востоке и появившихся позже индоевропейцев на юго-западе. В степной полосе, тянущейся от восточной Европы до Сибири, эта линия отделяет скифскую археологическую культуру на западе от сакской на востоке (I тыс. до н.э.). Сарматы расположены между ними, формировались на территории Прикаспйской синеклизы и также отличаются характерными особенностями по обе стороны от линии.

М.Т. Крупенин[1]

Рифтогенно-депрессионный режим интра (пери)-кратонных бассейнов, как основа флюидогенерации и формирования углеводородных и стратиформных месторождений

Известно, что месторождения как стратиформные, так и углеводородов являются следствием флюидной миграции, преимущественно в осадочных бассейнах (ОБ). Однако, для миграции флюидов в ОБ недостаточно только накопления мощных толщ с коллекторскими свойствами, нужны деформации (зоны разуплотнения, градиенты давления). Принципиально важным фактором для обогащения полезными компонентами (насыщение углеводородами и металлами) является еще и подогрев флюидов. Такое сочетание условий наиболее удачно соответствует именно интра- и перикратонным ОБ [7], развивающимся в рифтогенно-депрессионном режиме. Под рифтогенно-депрессионным режимом понимается сочетание относительно длительных периодов спокойного погружения с кратковременными периодами деструктивно-рифтогенного развития. Последние могут сопровождаться короткими импульсами восходящих движений, прекращением осадконакопления и даже частичной денудацией. Такие бассейны имели широкое развитие в позднепротерозойское и палеозойское время и характеризовались накоплением мощных относительно мелководных карбонатно-терригенных комплексов.

Примерами подобных ОБ являются внутриконтинентальные рассеянно-рифтовые системы, авлакогены, надрифтовые впадины и сдвиговые бассейны, а также межконтинентальные рифты [2], в последующем развивающиеся как пассивно-окраинные бассейны континентов и микроконтинентов. Для всех этих бассейнов преобладает линейная морфология. Кроме того, для древних платформ характерно развитие относительно изометричных бассейнов (синеклиз), которые образуются над древними рифтогенными бассейнами типа авлакогенов; они также сложены преимущественно терригенно-карбонатными комплексами.

Совокупность литературных данных показывает, что, как правило, стратиформные месторождения с широким набором полезных компонентов, также как и скопления углеводородов, приурочены к

[1] Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия; krupenin@igg.uran.ru

собственно рифтогенным стадиям развития осадочных бассейнов, связанных с активной стадией режима растяжения [1]. Весьма характерным и достаточно показательным примером в этом смысле является совокупность интра- перикратонных депрессионно-рифтогенных бассейнов типовой области развития отложений рифея приуроченной к структуре Башкирского мегантиклинория (БМА), Южный Урал. Здесь в одновозрастных терригенно-карбонатных комплексах нижнего и среднего рифея представлены месторождения полиметаллов и барита (Кужинская, Верхне-Аршинская, Николаевская группы и ряд рудопроявлений), флюорита (Суранская зона), кристаллического магнезита (Южно-Уральская провинция), анкерита и сидерита (Бакальская группа, Ахтенское, Авзянская и Зигазино-Комаровская группы). Для месторождений показана генетическая связь с этапами дивергенции, что позволяет провести сравнительный анализ условий формирования всех типов объектов и уточнить механизмы рудоотложения в каждом из них.

Рифейский ОБ типовой области имеет мощность более 15 км (по некоторым данным это практически предельная мощность для ОБ). К западу, в пределах Волго-Уральской области, мощность рифейских отложений существенно не меняется, в Камско-Бельской впадине она составляет до 12 км [6]. Однако в этой области отсутствуют зоны увеличения мощности отложений, по типу линейной Машакской грабеновой структуры в восточной части БМА, где разрез среднего рифея локально возрастает на 3 км за счет вулканогенно-терригенного накопления [5].

В типовой области в соответствии с тремя возрастными стратонами, выделяются нижнерифейский и среднерифейский интракратонные и верхнерифейский перикратонный ОБ [5]. Литологическая последовательность интракратонных бассейнов раннего и среднего рифея представлена вулканогенно-терригенными комплексами, перекрывающимися терригенно-карбонатными. Формирование последних происходило преимущественно в гумидном климате, однако, последние исследования позволили выявить эпизоды аридной седиментации и формирования эвапоритовых отложений [4]. Для перикратонного позднерифейского бассейна вулканизм не характерен, и разрез представлен чередованием терригенных и карбонатно-терригенных комплексов с преобладанием пестроцветных отложений, сформированных в условиях семиаридного климата.

Рифтогенный режим развития перикратонного бассейна в начале среднего и позднего рифее, как показывает изучение, оказывал опре-

деляющее влияние на миграцию флюидов, образованных как из захороненных в седиментогенезе, так и элизионных растворов. Формирование крупных пластообразных магнезитовых залежей в отложениях нижнего рифея, как показано на примере типовых месторождений Саткинской группы, связано, по данным Pb-Pb метода, со временем формирования Машакского рифтогенного грабена в начале среднего рифея. Аналогичным образом образовались месторождения Исмакаевское, Бакальской, Сюрюнзякской группы. Источником флюидов для формирования метасоматических магнезитовых залежей явились захороненные эвапоритовые рассолы с высоким содержанием магния и повышенной щелочностью, а локализация оруденения связана с проницаемыми зонами эвапоритовых коллапс-брекчий [4]. Метасоматоз осуществлялся в низкотемпературных (по данным термокриометрии газово-жидких включений для Саткинских) и среднетемпературных (по данным брейнерит-анкеритовой термометрии и изотопии кислорода для Исмакаевского) условиях.

Крупное минерагеническое значение имел этап дивергентного режима в конце среднего рифея, совпавший по времени с гренвилльской тектонофазой [3]. Перерыв в осадконакоплении после накопления отложений авзянской свиты связан с инверсией тектонического режима, сопровождавшейся внедрением вулканитов основного состава (1010–1080 млн лет), сульфидно-баритовых эксгаляций, гранитоидным магматизмом (возраст обломочных цирконов (1070–1100 млн лет) и обломочных ортоклазов из зильмердакской свиты (910–950 млн лет,) в восточной части Русской платформы. Геологические данные указывают на длительность перерыва в осадконакоплении (до 100 млн лет) и резкую смену общего стиля седиментации в позднем рифее [5]. Возрастание динамотермальной активности в пределах БМА в основании неопротерозоя следует рассматривать в связи с развитием геодинамических событий за пределами современных контуров Восточно-Европейской платформы, возможно, в процессе формирования суперконтинента Родинии (Палеопангеи).

В зависимости от условий разгрузки флюидов, связанных с режимом растяжения, их химического состава и физико-химических параметров среды на рифтогенном этапе возможно формирование в разных частях породного бассейна как гидротермально-метасоматических (магнезитовых, сидерит-анкеритовых, флюоритовых), так и эксгаляционно-осадочных (барит-полиметаллических – Кужинское, свинцово-цинковых – Верхне-Аршинская группа) месторождений. Магнезитовые сложной формы рудные тела в отложениях авзянской

свиты среднего рифея (Катав-Ивановская, Семибратская, Кужинская группы) связаны с миграцией нагретых высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов, которые на этапе растяжения приобрели свойства гидротермальных растворов. Сидеритовые метасоматические залежи в саткинской (Ахтенское месторождение) и бакальской (Бакальская группа месторождений) свитах нижнего рифея и анкеритовые тела в авзянской свите среднего рифея были сформированы восходящими элизионно-катагенными обогащенными железом флюидами из глинистых глубокопогруженных толщ (по данным Rb-Sr и Pb-Pb метода 1100 млн лет назад [3]). Для карбонатных железорудных и магнезитовых образований не отмечено индикаторых элементов связи с магматическими очагами, глубинными ювенильными флюидами [5]. Особенности распределения лантаноидов во флюоритах Суранского месторождения в западном борту Машакского грабена предполагают извлечение фтора из кислых магматических пород рифтогенной природы в процессе взаимодействия их с катагенетическими рассолами. Образование флюорита связывается с этапом активизации тектонических движений в середине среднего рифея. К этому же рубежу тяготеет импульс магматизма (юмагузинский) 1216 млн. лет в максютовском метаморфическом комплексе. Барит-полиметаллические месторождения и проявления в авзянской свите среднего рифея по ряду признаков являются эксгаляционно-седиментогенными.

Механизм формирования месторождений определяется наличием литологических ловушек (горизонты коллапс-брекчий в эвапоритах, зоны стратиграфического несогласия, структурно-тектонической деструкции) и геохимическими барьерами (карбонатные толщи, редокс-обстановки, смешение хлоридных и сульфатных рассолов) в осадочно-породном бассейне. Обстановка разгрузки флюидов обусловливает конкретный механизм рудоотложения (эксгаляционно-осадочный для барит-полиметаллических, гидротермально-метасоматический для магнезитовых и сидерит-анкеритовых, гидротермальное выполнение для флюоритовых залежей). Роль рассолов в формировании стратиформных месторождений металлов и неметаллов региона еще в значительной мере недооценена.

Рифтогенез обеспечивает повышенное тепловое поле, как за счет разуплотнения коры и локально повышенного теплового потока, так и за счет активного внедрения интрузий. Скопление большого количества месторождений в БМА по сравнению с платформенной частью рифейского интракратонного ОБ определялось именно рифтогенным фактором, повторением импульсов растяжения и разуплот-

нения земной коры на двух этапах развития, каждый раз приводящим к определенному типу оруденения.

Литература

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А.* Нафторудогенез: пространственные и временные соотношения гигантских месторождений. М.: Научный мир, 2010. 224 с.

2. *Беленицкая Г.А.* Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования осадочного чехла территории России. СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2009. 75 с.

3. *Крупенин М.Т.* Минерагеническое и геодинамическое значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 4. С. 503-505.

4. *Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В.* Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнезитах Южно-Уральской провинции // Докл. РАН. 2009. Т. 416, № 3. С. 351-354.

5. *Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

6. *Массагутов Р.Х.* Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.

7. Осадочные бассейны, методика изучения, строение и эволюция / Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

А.М. Кузин[1]

Некоторые методологические аспекты прогнозирования месторождений углеводородов с позиции полигенеза (по данным сейсмических методов)

В последние два десятилетия залежи углеводородов открывают в самых различных геологических средах и на значительных глубинах. Появляется всё больше теоретических и экспериментальных данных по моделированию углеводородных систем, свидетельствующих о полигенезе их образования. Как одни из перспективных объектов

[1] Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия; amkouzin@ya.ru

поисков залежей рассматриваются зоны надвигов, выступы кристаллического и складчатого фундаментов и т.д. Но основные прогнозные признаки остаются прежними: возможность наличия резервуара и флюидоупора, тектоническая активизация (зоны высоких пластовых давлений, присутствие разрывных нарушений, физико-химические процессы преобразования среды).

Прогнозные признаки, по сути, не связаны с биогенной или абиогенной гипотезами образования углеводородов и согласуются с концепцией полигенного образования углеводородов. Универсальность прогнозных признаков определяется общими свойствами геологической среды для накопления флюида. Из них важнейшими являются упругие свойства. Для резервуара необходимыми условиями накопления флюида являются наличие трещинно-пористого пространства и жесткость (прочность) скелета или матрицы, для флюидоупора, низкая проницаемость, а также стационарность геодинамической обстановки. С увеличением глубины и/или тектонической активности значение этих свойств возрастает. Устойчивость процесса флюидонакопления в поле волн деформаций и напряжений наиболее эффективно обеспечивается, когда резервуар обладает более высокими эффективными упругими свойствами.

Для залежей углеводородов в [3] особо подчеркивалось: что «…природный резервуар является неотъемлемой частью гидродинамической системы… Существование таких энергетических систем без подложки невозможно». Присутствие в подошве залежи или месторождения геологического тела с относительно более высокими упругими свойствами прослеживается на всех месторождениях углеводородов. Рифогенные структуры можно назвать классическим примером тесной корреляции механически жесткого тела, разрывного нарушения и месторождений флюидного генезиса. В газонасыщенных рифогенных известняках [13], а также в зонах разрывных нарушений [5, 6] эффективные значения коэффициента Пуассона могут достигать отрицательных значений. Как известно, вещества с низкими или отрицательными значениями коэффициента Пуассона характеризуются высокой жесткостью или прочностью. Для рифов его низкие или отрицательные значения могут быть объяснены квазиконической формой пор. По данным реологических испытаний образцов горных пород [12] именно породы с квазиконической формой пустотного пространства обладают б*о*льшей устойчивостью к деформациям по сравнению с другими формами.

В качестве возможной наиболее обобщенной универсальной модели для прогнозирования залежей углеводородов в различных геологических средах представляется «модель твердого тела со структурой» [9]. Помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии, активизирующих физико-химические реакции, при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях – увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений. В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой. Незначительная разница в упругости приводит к тому, что в кровле, в бортовом обрамлении напряжения более чем на 10 % меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [10]. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды.

Возникновение зон упрочнения в узлах пересечения разрывных нарушений позволяет дать еще одно объяснение приуроченности к ним месторождений флюидного генезиса (включая рудные). Так, по данным физического моделирования процесса образования разломов [11], в том случае, когда развитие продольных трещин тормозилось поперечными трещинами, для модели наблюдалось явление упрочнения; ее разрушение происходило при б*о*льших на 8–15 % напряжениях. Упрочнение происходило на фоне увеличения количества трещин. Следовательно, в процессе неупругого деформирования даже в однородной среде образуются области с относительно более высокой механической жесткостью.

Образование зон упрочнения в среде может происходить и при флюидизации. За счет быстрого увеличения трещинно-пористого пространства флюидное давление падает, что приводит к увеличению эффективного давления и уменьшению кулоновых напряжений при сохраняющемся уровне девиаторных напряжений. При этом происходит некоторое уменьшение внутреннего сцепления ненарушенных участков горной породы, а из-за усилившегося всестороннего обжатия данная область упрочняется [2].

В основе прогноза глубинного строения, как правило, лежат результаты интерпретации данных сейсмических наблюдений. Сейсмические границы в осадочных бассейнах – это в основном границы смены режима осадконакопления. В общем случае сейсмические границы – это границы пространственно-ориентированного измене-

ния параметров и характеристик сейсмического поля. В настоящее время в сейсмических исследованиях осадочных бассейнов используется метод общей глубинной или средней точки (МОГТ). При интерпретации данных ОГТ на месторождениях углеводородов доминируют методы, основанные на решении прямых задач – моделирование сейсмических границ по данным скважинных наблюдений. Чем больше используется скважинных данных, тем достовернее определяется природа сейсмических границ. Системы полевых наблюдений обычно не предусматривают возможности получения распределения скорости для больших времен регистрации даже при региональных исследованиях. В глубинных исследованиях данные МОГТ характеризуют тонкую структуру отражающих границ и изменение интенсивности сейсмической записи на разрезе как характеристику изменения упругих свойств. Априори принимается, что динамические аномалии типа «яркого пятна», наклонных и горизонтальных отражений вызваны разуплотнением среды. На этом представлении о геологической среде построены практически все геологические модели глубинного строения по данным МОГТ. Ущербность таких моделей интерпретации вызвана отсутствием фундаментального сейсмического параметра – скорости сейсмических волн и его распределения в среде. Именно скорости сейсмических волн несут информацию о упругих свойствах – пористости (трещиноватости), твердости (вещественном составе) и позволяют гораздо более обоснованно прогнозировать возможные резервуары и флюидоупоры. При этом наиболее объективные и достоверные данные об упругих свойствах могут быть получены по многоволновым сейсмическим наблюдениям.

В работе [1] на большом фактическом материале ГСЗ убедительно показано, что все месторождения углеводородов пространственно тяготеют к блокам консолидированной земной коры с высокой скоростью продольных волн или отношения скорости продольных к поперечным (k=Vp/Vs). Отмечена корреляция месторождений с высокоскоростными блоками на границе Мохоровичича. Ранее, в конце 80-х годов прошлого века такая корреляция для высокоскоростных по продольным волнам блоков земной коры была установлена Г.В. Краснопевцевой. В [4] впервые была установлена масштабная инвариантность залегания залежей и месторождений флюидного генезиса по отношению к блокам с пониженными значениями k=Vp/Vs, в [6] рассмотрены виды экранирования волн напряжений, в [7] размеры месторождения или залежи определяются не только площадью и проницаемостью покрышки, но и размерами подстилающего жестко-

го основания (подложки), в [8] показано, что магматические камеры находятся непосредственном контакте с более упругими геологическими образованиями.

Таким образом, прогнозная оценка перспективности возможного наличия их залежей помимо геологических факторов должна включать геомеханические признаки. Универсальным признаком локализации фактически любого флюида является присутствие в разрезе относительно более упругого геологического тела. Геологические предпосылки, основанные на результатах сейсмических исследований без данных по распределению скорости в геологическом разрезе, не могут дать корректной и достоверной прогнозной оценки по глубоким горизонтам, новым площадям и типам ловушек в осадочных бассейнах.

Литература

1. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

2. *Добровольский И.П.* Теория подготовки очага землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 224 с.

3. *Еременко Н.А., Чилингар Г.В.* Геология нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука, 1996. 176 с.

4. *Кузин А.М.* Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. Вып. 131. М.: Недра, 1994. С. 396–406.

5. *Кузин А.М.* Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3–15.

6. *Кузин А.М.* Реальная среда и интерпретация сейсмических данных // Геофизика. 2001. № 2. С. 19–28.

7. *Кузин А.М.* Условия сохранения как поисковый критерий для крупных месторождений флюидального генезиса // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М.: Геоинформмарк, 2004. 224 с.

8. *Кузин А.М.* О роли механически жестких образований в геологических процессах (к методологии интерпретации сейсмических данных) // VIII международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Материалы докладов. Т. 7. М.: КДУ, 2007. С. 50-54.

9. *Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.

10. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы / Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1986. 254 с.

11. *Ружич В.В.* Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Матема-

тические экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. 120 с.

12. *Стаховская З.И.* Изменение упругих параметров при высоких давлениях в твердых материалах, обладающих пористостью и микротрещиноватостью // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. 196 с.

13. Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (петрофизика) / Под ред. Н.Б. Дортман. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1984. 455 с.

Н.Б. Кузнецов[1], Т.В. Романюк[2]

Результаты изучения детритных цирконов из неопротерозойских и палеозойских осадочных / метаосадочных комплексов из Юго-Западной части о. Западный Шпицберген

Архипелаг Шпицберген (большую часть которого составляет о. Западный Шпицберген) и другие районы Высокой Арктики все еще остаются плохо изученными по объективным причинам (трудно доступны, покрыты льдом, ...), поэтому многие вопросы их геодинамической истории, природы и происхождения многих комплексов (особенно кристаллического фундамента), а также эволюции осадочных бассейнов до сих пор не решены. Преддевонский фундамент обнажается в северной и западной частях архипелага Шпицберген. В его строении участвуют неравномерно метаморфизованные и дислоцированные мезо- и неопротерозойские комплексы, раннепалеозойские осадочные толщи и силурийские гранитоиды [8–10 и ссылки там]. К настоящему времени уже накоплен достаточно большой объем датировок магматических и метаморфических пород фундамента, однако практически все еще очень мало известно о возможных источниках (питающих провинциях) для осадочных/метаосадочных пород, хотя их роль (и объем) в строении преддевонского фундамента даже более существенна по сравнению с магматитами и глубоко метаморфизованными образованиями. Изучение детритных цирконов из оса-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

дочных/метаосадочных пород может помочь в решении таких проблем как ограничение максимального возраста формирования осадочных пород, определения потенциальных источников детритного материала (питающих провинций) и др. А эта информация в свою очередь может быть использована для геологических корреляций, палеогеографических и плито-тектонических реконструкций и т.п.

При проведении исследований по программе "Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид?" (гранты РФФИ N 09-05-00812 и 09-05-01033) ранее уже были проведены сопоставления изотопных возрастов кристаллических комплексов Западно-Уральско-Тимано-Печорского региона с возрастами кристаллических комплексов Шпицбергена [2, 14]. На нынешнем этапе исследований нами получены первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из осадочных/метаосадочных пород, участвующих в строении преддевонского фундамента юго-западной части о. Западный Шпицберген, и выполнено их сопоставление с возрастами детритных цирконов из позднедокембрийских пород Южного Тимана.

Наши исследования были проведены в пределах южной части Земли Веделя Ярльсберга, где располагаются наиболее обширные поля распространения докембрийских образований [1, 3, 7, 8] и изучены их взаимоотношения с перекрывающими их маломощными терригенно-карбонатными нижнепалеозойскими толщами [3, 13].

В геологическом строении южной части Земли Веделя Ярльсберга выделяются два домена, разделенных разломной зоной Вимсоден–Косибапассет (РЗВК) СЗ-ЮВ простирания [7]. К юго-западу от РЗВК распространены неравномерно метаморфизованные докембрийские комплексы, которые традиционно [7, 8] подразделялись здесь на раннепротерозойскую серию Исбьорнхамна (Isbjørnhamna Group), сложенную гнейсами и кристаллическими сланцами, и залегающую выше рифейскую серию Эймфьеллет (Eimfjellet Group), существенная часть объема которой сложена метаморфизованными магматическими породами [7] с возрастами около 1.2 млрд лет [4], венчающуюся [7] толщей кварцитов (метапсаммитов) свиты Гуликсенфьеллет (Gulliksenfjellet).

Однако недавно были получены материалы [16], показывающие, что в гнейсах и кристаллических сланцах серии Исбьорнхамна наиболее молодые популяции детритных цирконов имеют возраст около 700 млн лет, что является доказательством более молодого – неопро-

терозойского возраста серии Исбьорнхамна. Принимая во внимание тот факт, что породы серии Исбьорнхамна залегают структурно ниже пород серии Эймфьеллет можно сделать вывод о покровно-надвиговом характере взаимоотношений этих серий. При этом в породах обеих серий установлен возраст повторного регионального метаморфизма около 640 млн лет [17].

К северо-востоку от РЗВК распространены неопротерозойские породы серии Деилега (Deilegga Group) и Софиебоген (Sofiebogen Group), разделенные торрелианским структурным несогласием (Torrelian unconformity) [7, 17]. Разрез серии Софиебоген венчается толщей Госхамна (Goshamna), на которой со структурным и стратиграфическим несогласием залегают породы нижнепалеозойской группы Софиекаммен (Sofiekammen Group) с толщей карбонатистых песчаников Бластертопен (Blastertopen) в основании.

Нами было проведено датирование детритных цирконов из 3 проб, отобранных на юго-западе Земли Веделя Ярльсберга из разных регионально-геологических подразделений:

(1) из кварцитов свиты Гулликсеньфьеллет (верхи разреза серии Эймфьеллет);

(2) из кварцитов, слагающих прослои среди филлитов свиты Госхамна (верхи разреза серии Софиебоген);

(3) из карбонатистых аренитов, слагающих базальные уровни разреза свиты Бластертопен (основание разреза серии Софиекаммен).

(1) Свита Гуликсенфьеллет представлена грубым чередованием довольно мощных горизонтов и слоев белых (доминируют) и зеленоватых (редкие) кварцитов, расслоенных редкими горизонтами серицитовых (метариолиты и метариолитовые туфы) и зеленых (метавулканиты основного состав) сланцев [7]. Белые кварциты (проба 07-091, N77.061500, E15.134667) были отобраны к северу от бухты Хиттивекка. U-Pb датирование выделенных из этой пробы 70 детритных зерен циркона было выполнено (LA-ICP MS и LA-MC-ICPMS) в центре GEMOC ARC National Key Centre, Macquarie University, Australia. 64 зерна показали возраста (с дискордантностью < 10 %) в диапазоне от ~1700 до 2948 млн лет (рис. 1), причем 47 зерен (> 73 %) показали палеопротерозойские, 16 зерен (~25 %) – неоархейские возраста, а одно зерно оказалось мезоархейским.

(2) Свита Госхамна состоит преимущественно из филлитов с редкими слоями кварцитов. Один из таких слоев обнажен в северной части бухты Софиебоген, где из него была отобрана проба (08-151, N77.012583, E15.741556). Всего нам удалось датировать 91 зерно из

числа выделенных из этой пробы детритных цирконов. Изотопные анализы были проведены в Аризонском университете. Кондиционные результаты (дискордантность менее < 10 %) были получены для 89 зерен. Полученные возраста попадают в диапазон от ~1117 до 3301 Ма (рис. 1), причем 3 зерна – мезопротерозойские, 17 зерен (~ 20 %) – палеопротерозойские, 33 зерна (> 37 %) – неоархейские и одно зерно мезоархейское.

(3) Свита Бластертоппен сложена грубо чередующимися карбонатными аррenитами и известняками различного структурно-текстурного типа. Проба была отобрана на севере западного склона хребта Софиекаммен (08-137, N77.076056, E15.687750) из карбонатных аррenитов, залегающих на том же самом стратиграфическом и структурном уровне, где ранее (в 250–300 м к северу) были найдены позднекембрийские конодонты [13]. Еще одна проба (08-142, N 77.077472, E 15.695083) была отобрана из похожего слоя, расположенного на 50 м выше (по разрезу). Детритные цирконы из пробы 08-137 (14 зерен, все анализы кондиционные) были отдатированы в центре Гемок, а 27 зерен (22 конкордантных анализа) из образца 08-142 были отдатированы в Аризонском университете. Результаты рассмотрены вместе. Цирконы (всего 36 зерен) показали возраста в интервале от ~525 до 2957 млн лет (рис. 1), которые распределились следующим образом: 1 зерно – кембрийское (!), 13 зерен (> 28 %) – мезопротерозойские, 17 зерен (~ 37 %) – палеопротерозойские, 4 зерна (> 8 %) – неоархейские и 1 зерно – мезоархейское.

Гистограммы возрастов цирконов из всех образцов показали возрастные "дырки" в интервале 2.2–2.4 млрд лет (рис. 1). Схожие "дырки" часто фиксируются для различных разновозрастных пород по всему миру и, в частности, в северной Канаде и Гренландии [6, 18, 19] и в Тимано-Печорском регионе [2, 15]. Для всех изученных нами Шпицбергенских образцов, наиболее сильные пики на кривых "плотности вероятности" – это палеопротерозойские пики в пределах возрастного интервала 1.85–2.00 млрд лет (рис. 1). Все неопротерозойские пробы имеют довольно многочисленные неоархейские популяции детритных цирконов (самый интенсивный пик характерен для кварцитов формации Госхамна), в то время как палеозойский образец (карбонатистый аренит свиты Бластертопен) показал только очень слабый пик в этом возрастном интервале. Также стоит отметить схожесть распределения возрастов детритных цирконов из кварцитов Гуликсенфьеллет, Шпицберген и песчаников средне(?)-верхнерифей-

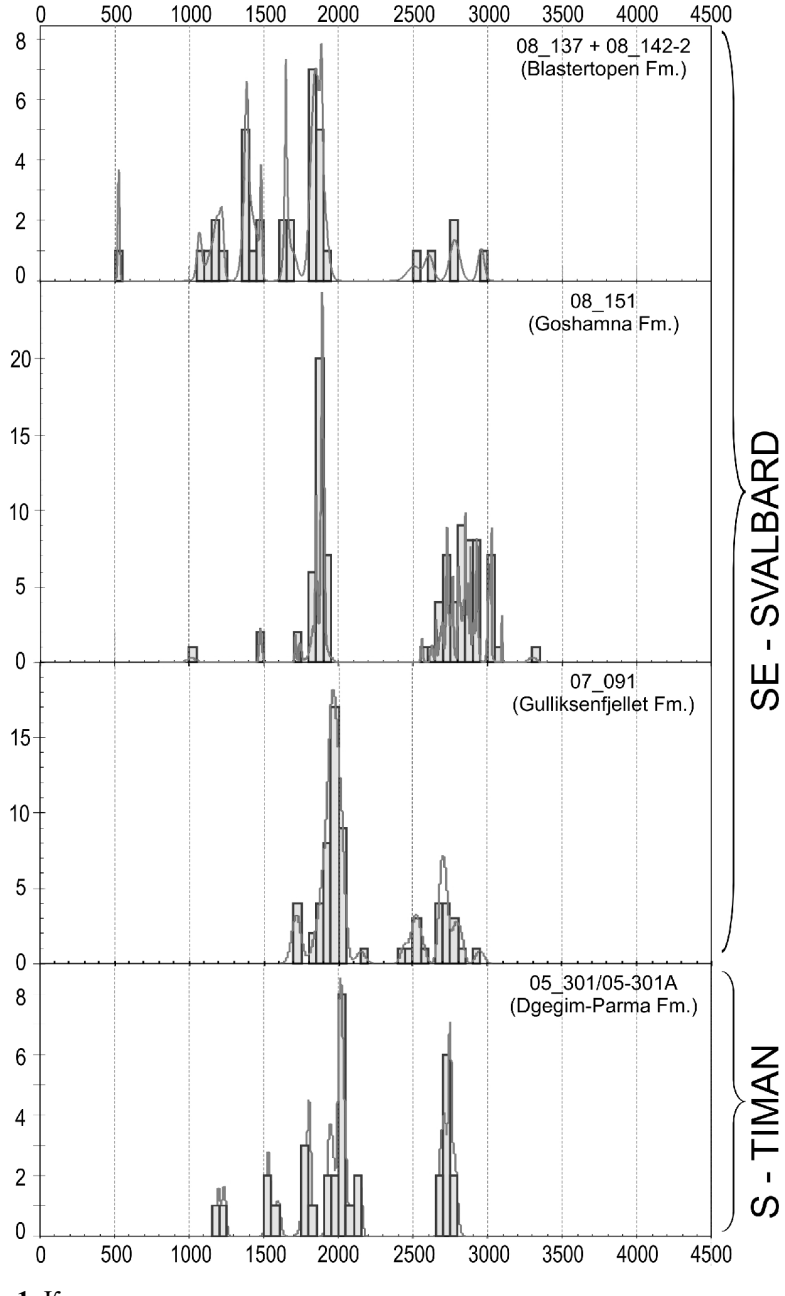


Рис. 1. Кривые плотности вероятности и гистограммы возрастов детритных цирконов из осадочных/метаосадочных пород юго-западного Шпицбергена и Южного Тимана

ской джежимской свиты (увал Джежим-Парма, Южный Тиман) [15] для временного интервала от палеопротерозоя и старше. Мезопротерозойские цирконы не показывают никаких четких корреляций между образцами.

Количественное сравнение кумулятивных кривых для возрастов детритных цирконов из изученных проб с помощью теста Колмогорова-Смирнова (KS-тест) поддерживает выводы, сделанные при визуальном сравнении гистограмм. Перекрестные P-величины для полных массивов возрастов для всех проб показали фактически нулевые значения (рис. 2), за исключением пары Гуликсенфьеллет – Джежим-Парма (P = 0.386). Если же сравнить возрасты наборов цирконов из кварцитов Гуликсенфьеллет и из песчаников джежимской свиты без учета цирконов с возрастом моложе 1.7 млрд лет, то P-величина становится экстремально высокой (P = 0.654). Это означает, что с очень высокой степенью вероятности, питающие провинции, поставляющие палеопротерозойские и более древние цирконы в эти формации, могли быть одними и теми же.

Схожести, фиксируемые в осадочных и метаосадочных породах юго-запада о. Западный Шпицберген, Северной Гренландии (Independence Fjord Gr. [12]), Северной Канады (Thule Fm. [5]), северо-востока Восточно-Европейской платформы (увал Джежим-Парма, южный Тимана) [2, 15] и других областей Высокой Арктики, свидетельствуют о том, что эти области в некоторые эпизоды своей эволюции аккумулировали детритовый материал из одного источника. В целом, полученные возрасты детритных цирконов хорошо сопоставляются с известными возрастами главных геологических событий, записанных в магматических и метаморфических комплексах, известных на многих континентах. Так, наиболее выдающиеся палеопротерозойские пики на гистограммах в интервале возрастов 1.85–2.00 млрд лет коррелируют с этапом ассамблированием Прото-Балтики и Прото-Лаврентии в составе позднепалепротерозойского-мезопротерозойского «суперконтинента» Нуна (Nuna/Columbia/Hudsonland) [20 и др.].

В завершении также отметим, в соответствии с очень популярной точкой зрения разные части Шпицбергена представляет собой разнородные экзотические террейны, совмещенные в результате посткаледонских крупноамплитудных левых сдвигов [9, 10]. Однако, характер распределения возрастов детритных цирконов из метапсамитов (Sorbreen, Vassfaret, Bangehuken, Polhem and Smutsbreen Fms.), обнажающихся в ядре антиформы Атомфьелла (Atomfjella antiform) на

	K-S P-values using error in the CDF				
	07_091	08_151	08_137-08_142	05_301-05_301A	old_05_301-05_301A
07_091		0.000	0.000	**0.386**	**0.654**
08_151	0.000		0.000	0.004	0.009
08_137-08_142	0.000	0.000		0.000	0.000
05_301-05_301A	**0.386**	0.004	0.000		**0.741**
old_05_301-05_301A	**0.654**	0.009	0.000	**0.741**	

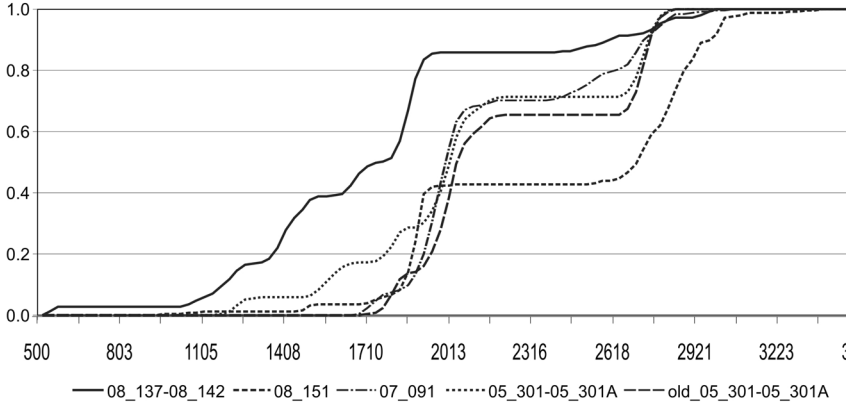


Рис. 2. Кумулятивные кривые и матрица Р-величин КС-теста для массивов возрастов детритных цирконов из различных проб. Номера проб показаны в первой колонке таблицы; проба 05_301-05-301A – песчаники джежимской свиты (увал Джежим-Парма, Южный Тиман) [15], old_05_301-05-301A – означает, что возраста моложе 1.7 млрд лет были отсечены

западе п-ова Новая Фрисландия (северо-восток о. Западный Шпицберген), судя по результатам исследований [11], весьма сходен с характером распределения возрастов детритных цирконов из изученных нами кварцитов Гулликсенфьеллет. Нам представляется, что однотипность характера распределения возрастов детритных цирконов из (близко) одновозрастных метаосадочных толщ разных частей Шпицбергена может указывать на то, что эти толщи накапливались в одном эпиконтинентальном бассейне за счет накопления продуктов размыва одной и той же питающей провинции. А это накладывает весьма существенные ограничения на доминирующие представления о том, что Шпицберген состоит из пространственно совмещенных экзотических террейнов.

Литература

1. *Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С.* Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря

Белое и Баренцево). Вклад России в Международный полярный год 2007/08 // Строение и история развития литосферы / Гл. ред. тома Ю.Г. Леонов. М.: Paulsen, 2010. С. 252-292.

2. *Кузнецов Н.Б.* Позднедокембрийско-раннепалеозойская предыстория Западной Арктики (регионально-геологический и палеотектонический аспекты). Вклад России в Международный полярный год 2007/08 // Строение и история развития литосферы / Гл. ред. тома Ю.Г. Леонов. М.: Paulsen, 2010. С. 525-569.

3. *Кузнецов Н.Б.* Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид–Тиманид? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, Вып. 1. С. 18-38.

4. *Balashov Ju.A., Tebenkov A.M., Peacat J.J.* Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen. Polar Research. 1996. V. 15. P. 167-181.

5. *Beranek L.P., Mortensen J.K. Lane L.S. et al.* Detrital zircon geochronology of the western Ellesmerian clastic wedge, northwestern Canada: Insights on Arctic tectonics and the evolution of the northern Cordilleran miogeocline // GSA Bulletin. 2010. V. 122, N 11/12. P. 1828–1840.

6. *Condie K.C., Beyer E., Belousova E. et al.* U-Pb isotopic ages and Hf isotopic compositions of single zircons: The search for juvenile Precambrian Continental crust // Precam. Res. 2005. V. 139. P. 42-100.

7. *Czerny J., Kieres A., Manechki M. et al.* Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen 1:25000. Institute of Geology and Mineral Deposits. Cracow, 1993. 61 p.

8. *Dallmann W.K., Ohta Y., Elvevold S., Bloeier D.* (eds). Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen. Norsk Polarinstitutt. 2002. Temakart N 33.

9. *Gee D.G., Teben'kov A.M.* Sval'bard: A fragment of Laurentian margin. In.: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (Eds.) // Geol. Soc. London. Memoir. 2004. V. 30. P. 191-206.

10. *Harland W.B.* The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. Mem. 1997. V. 17. 521 p.

11. *Hellman F.* Precambrian and Caledonian history of Svalbard's West Ny Friesland Terrane. Abstract of the Doctoral PHD thesis (http://www.lu.se/o.o.i.s?id=12588&postid=41090). 2000. Department of Geology, Lund University.

12. *Kirkland C.L., Pease V., Whitehouse M.J., Ineson J.R.* Provenance record from Mesoproterozoic-Cambrian sediments of Peary Land, North Greenland: Implications for the ice-covered Greenland Shield and Laurentian palaeogeography // Precam. Res. 2009. V. 170. P. 43–60.

13. *Kuznetsov N.B., Czerny J., Manecki M. et al.* First evidence of Cambrian conodonts in Spitzbergen and their important implication for regional geology and stratigraphy // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 425, N 2. P. 189–195.

14. *Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Miller E.L.* Neoproterozoic-Cambrian complexes and overlying cover sequences of the Timan-Pechora region: implications for Arctida paleocontinent reconstructions // GSA Special Paper. 2012 (in press).

15. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. V. 17, N 2-3. P. 583-601.

16. *Majka J, Gee D.G., Larionov A. et al.* Torellian Orogeny in southwestern Svalbard: the missing link between the Pearya Terrane and the Timanide Orogen? ICAM-VI. 2011.

17. *Majka J., Mazur S., Manecki M. et al*. Late Neoproterozoic amphibolite-facies metamorphism of a pre-Caledonian basement block in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen: new evidence from U–Th–Pb dating of monazite // Geol. Mag. 2008. 1-9. doi:10.1017/S001675680800530X.

18. *Røhr T.S., Andersen T., Dypvik H.* Provenance of Lower Cretaceous sediments from Svalbard and NE Greenland; a detrital zircon study. Goldschmidt Abstarcts, GCA Special Issue. 2007.

19. *Røhr T.S., Andersen T., Dypvik H., Embry A.F.* Detrital zircon characterisctics of the Lower Cretaceous Isachsen Fomration, Sverdrup Basin: source constraints from age and Hf isotope data // Can. J. Earth Sci. 2010. V. 47. P. 255-271.

20. *Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M.* Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent // Earth-Sci. Rev. 2002. V. 59. P. 125–162.

Е.Е. Курина, И.С. Патина[1]

Букеевская экзосинеклиза – особый тип осадочных бассейнов

Проблема формирования Каспийского плиоценового бассейна до настоящего времени остается дискуссионной. Известно, что он залегает с несогласием на мезозойско-кайнозойских отложениях. Его структурный облик значительно отличается от более древних структурных поверхностей. Анализ материалов показывает, что Каспийский плиоценовый бассейн имеет две части, разделенные Мангышлакским порогом (рис. 1). К югу располагался Южно-Каспийский

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; kurina@ginras.ru; ira_patina@mail.ru

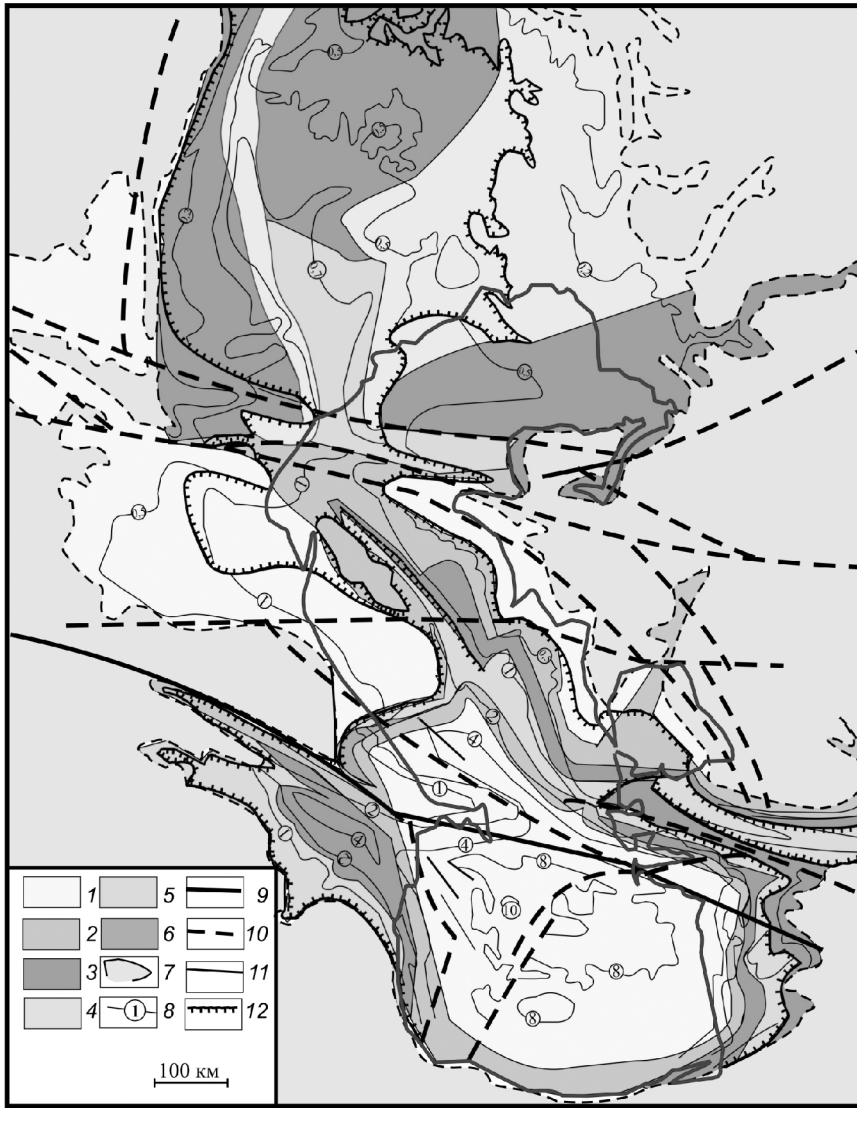


Рис. 1. Геологическая карта предплиоценовой поверхности несогласия

1 – верхний миоцен – нижний плиоцен; *2* – олигоцен – нижний миоцен; *3* – палеоцен–эоцен; *4* – верхний мел; *5* – нижний мел; *6* – юра; *7* – обрамление плиоценового бассейна Каспия; *8* – изогипсы предплиоценовой поверхности, км; *9–11* – разломы: *9* – активные в плиоцен-четвертичное время, *10* – погребенные древние швы, *11* – мелкие нарушения; *12* – эрозионные уступы

бассейн, имеющий тектоническую структуру, осложненную седиментационными процессами. На севере находился бассейн, имеющий эрозионную природу, и в дальнейшем заполнившийся осадочными отложениями.

В плиоцен-четвертичное время осадочный мегабассейн формировался под влиянием колебаний уровня Каспийского моря. В начале плиоцена в результате активных геодинамических процессов в Кавказско-Копетдагском секторе Альпийского складчатого пояса, обусловивших орогенез, происходило активное формирование Южно-Каспийско-Северо-Апшеронского и Терско-Каспийского предгорных прогибов. Изоляция Каспийского бассейна от Средиземноморского под влиянием тектонических процессов привела к падению уровня моря в Южном Каспии, а также к осушению Северного и Среднего Каспия. Такое резкое снижение базиса эрозии привело к активизации и перестройке речных систем. Палео-Волга и палео-Урал в течение раннего–среднего плиоцена сформировали густую сеть глубоких подводных и наземных каньонов, по которым огромное количество терригенного материала перемещалось во внутренние части осадочного бассейна [1]. Это привело к заполнению и дополнительному погружению Южно-Каспийской котловины. В течение понтического времени величина погружения составила около 1 км [2]. В условиях замкнутого водоема столь значительные погружения дна котловины вызвали резкое понижение уровня воды всего водоема – уровень Каспийского моря–озера в балаханское время, по оценкам различных авторов, понизился до отметок минус -700…-1000 м [3]. Следует отметить, что эрозионные процессы активно происходили в пределах самых погруженных частей осадочного бассейна, формируя глубокий наземный врез в пределах обширной прибрежной равнины, возникшей на месте шельфа и погруженного шельфа.

Падение уровня моря и оформление нового профиля равновесия привело к формированию на бывшем шельфе глубокой и обширной (от Урала до Волги) топодепрессии, ограниченной бортовыми эрозионными уступами высотой до 100–200 м. Эта депрессия (Волго-Уральская) или Букеевская наложенная синеклиза [4] имеет субмеридиональное простирание и доходит на юге до Мангышлакского порога и зоны Манычских прогибов. Рельеф доплиоценовой поверхности имеет довольно сложный эрозионный характер, выделяются линейные понижения, отвечающие рисунку речной сети (рис. 1). В понижениях рельефа обнажаются более древние породы. Мощность эродированных осадков в депрессии оценивается в 300–500 м.

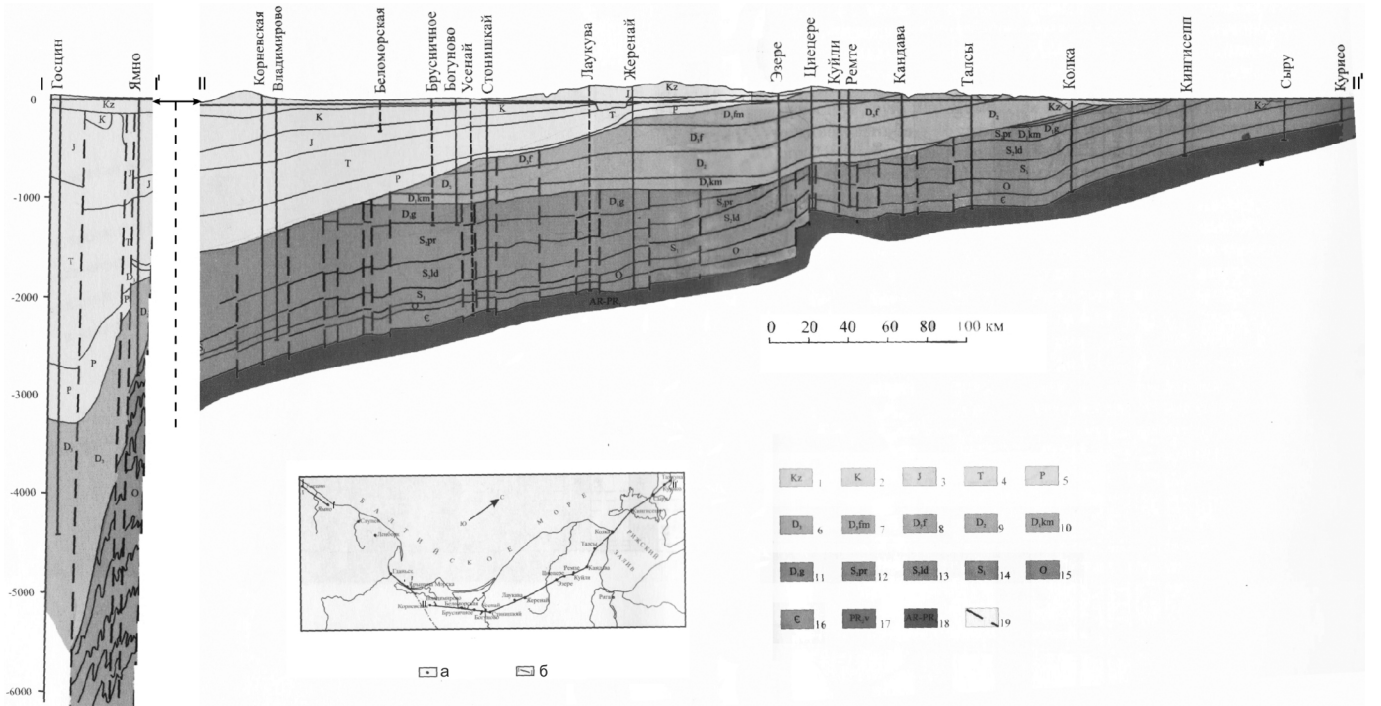


Рис. 2. Геолого-структурный разрез Балтийской синеклизы по линии Госцин-Ямно-Корнеевская-Курисо, по [5] с изменениями
Структурные ярусы чехла и слагающие их стратиграфические подразделения: *1–5* – киммерийский-альпийский: *1* – кайнозойская эратема, *2* – меловая система, *3* – юрская система, *4* – триасовая система, *5* – пермская система; *6–10* – герцинский: *6* – девонская система (нерасчлененные), *7* – девонская система, верхний отдел, фаменский ярус, *8* – девонская система, верхний отдел, франский ярус, *9* – девонская система, средний отдел (нерасчлененные), *10* – девонская система, нижний отдел, кемерский горизонт; *11–16* – каледонский: *11* – девонская система, нижний отдел, гарджайская серия, *12* – силурийская система, верхний отдел, пржидольский ярус, *13* – силурийская система, верхний отдел, лудловский ярус, *14* – силурийская система, нижний отдел, *15* – ордовикская система, *16* – кембрийская система; *17* – верхнебайкальский, вендская система; *18* – архейская акротема-нижнепротерозойская эонотема; *19* – разломы; *а* – скважины, *б* – линия профиля

Ось депрессии сдвинута к западному волжскому борту Прикаспийской депрессии, где подошва плиоцена располагается на глубинах 600–800 м. Во многих местах подошва плиоцена осложнена останцовыми буграми и локальными поднятиями, что связано с процессами галокинеза.

Букеевская экзосинеклиза заполнялась осадками в течение плиоцен-четвертичного времени. Общая мощность отложений верхнеплиоцен-четвертичного комплекса в наиболее погруженных частях топодепрессии достигает 600 м и более [4]. Накопление мощной толщи осадков привело к дополнительному прогибанию под весом вышележащей толщи. Сейсмо-стратиграфический анализ материалов в пределах этой территории показывает, что Каспийский плиоценовый бассейн относится к особому типу структур – эрозионно-тектоническому, а точнее эрозионно-изостатическому.

Одним из примеров таких структур является Балтийская синеклиза (рис. 2). Из-за резкого падения уровня в пределах этого осадочного бассейна под влиянием эрозионных процессов отложения силурийско-девонского возраста подверглись размыву. Выработалась эрозионная долина, которая, начиная с перми, заполнилась осадками [5]. Под весом вышележащих осадков в ней произошло дополнительное прогибание.

Еще раз подчеркнем, что экзосинеклизы – это особый тип осадочных бассейнов. Их формирование происходило под влиянием эрозионно-тектонических процессов. Отметим также, что для такого типа бассейнов характерны следующие особенности. Они должны быть внутриконтинентальными и вырабатываются на месте примыкания к ним синклинальных структур.

Литература

1. *Леонов Ю.Г. и др.* Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов Каспийского региона за последние 700 000 лет: седиментационные и геодинамические события. М.: Научный мир, 2005. 34 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 568).

2. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова и Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

3. *Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лилиенберг Д.А.* Направления и результаты изучение влияния геологических факторов на колебание уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 105–130.

4. *Журавлев В.С.* Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 272 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 42).

5. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Ред. Б.В. Петрова, В.П. Кирикова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.

Ю.Г. Кутинов, З.Б. Чистова[1]

Нефть в породах фундамента и рифейских отложениях Мезенской синеклизы

Мезенская синеклиза является самой крупной структурой осадочного чехла Севера Русской плиты, перспективы нефтегазоносности которой до конца не ясны. В одной из работ [12] была показана прогнозная значимость для нефтегазовых месторождений следующих параметров: тип разреза осадочного чехла; глубина залегания поверхности Мохо; степень раздробленности осадочного чехла и фундамента. Существующие на настоящий момент материалы, подтверждают одну из ведущих ролей глубинных долгоживущих разломов в образовании нефтегазоносных месторождений [11]. В целом, по глубинным критериям территория Мезенской синеклизы благоприятна в нефтегазоносном отношении. Данные гравитационного моделирования и ГСЗ показывают, что в Мезенской синеклизе с раннеархейского этапа существовали неоднородности архейской протокоры. В архей-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте роль высокопроницаемых структур выполняли, унаследовавшие простирание раннепротерозойских поясов, заложенные в рифее и, частично, активизированные в венде и палеозое, системы авлакогенных структур северо-западного простирания [6]. Наследование этих структур в осадочном чехле подтверждается характером роз-диаграмм элементов-индикаторов разломов [6]. Сопоставление пометодных роз-диаграмм показало, что при их сходстве имеются и отличительные черты. Так на розе-диаграмме спрямленных границ вендских отложений явно преобладают элементы меридионального и северо-восточного простирания [6], что связано с коренной перестройкой структурного

[1] Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия; kutinov@iepn.ru, zchistova@yandex.ru

плана севера Русской плиты (активизация разломов северо-восточной ориентировки). Таким образом, смена структурного плана и преимущественно глинистый состав позволяют рассматривать вендские отложения в качестве флюидоупора.

В то же время для территории Мезенской синеклизы характерен достаточно низкий тепловой поток на (20–30 мВт/м^2) [15]. Это, по мнению авторов, связано с непосредственной близостью Архангельской алмазоносной провинции. Подобное явление отмечается и для Сибирской платформы [4], где была выявлена обширная аномалия низкого теплового потока (20–30 мВт/м^2) на территории Якутской кимберлитовой провинции. В работе [3] обоснована возможность, что в более ранние периоды развития Земли величина интегрального теплового потока заметно превышала величину современного среднего удельного геотермального потока, особенно в области развития мантийных диапиров. О наличии диапира рифейского возраста на территории Мезенской синеклизы указывалось ранее [14]. Таким образом, анализ среднемасштабных критериев подтверждает перспективность Мезенской синеклизы

Переходя к более локальным критериям необходимо дать краткую характеристику строения Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент, вскрытый четырьмя скважинами, представлен гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и имеет блоковое строение. Перекрыт рифейскими и вендскими терригенными отложениями и залегает на глубине до 10 км. Протерозойские отложения перекрыты палеозойскими, мезозойскими отложениями и четвертичными осадками. В скв. № 1 Сторожевская (2505–2530 м) в песчаниках уфтюгской свиты, обнаружены битумы, характерные для продуктивных отложений. В скв. № 1 Кажим газопоказания по сумме углеводородов (УВ) при проходке рифейских песчаников увеличились от фона (2560 м) до 4-5% в интервале 2592–2691 (забой), а во время аварии на глубине 2568 м наблюдался перелив промывочной жидкости с выделением большого количества газов: CH_4 – 1.3; ТУВ – 0.002; N+инертные – 90.1; He – 0.41; Ar – 0.73; CO_2+H_2S – 13 %. В скв. № 1 Усть-Няфта из рифейских отложений выделялся спонтанный газ с содержанием метана 55 %, в районе г. Архангельска на побережье Двинской губы из источников в п. Лапоминка и из скв. № 19 Архангельская, 597 и 599 Северодвинск из четвертичных отложений выделялся газ: CH_4 – 38–97; ТУВ – 0.1; N+инертные – 0.9–59; Ar – 0.1–0.76; CO_2+H_2S – 1.5–3.4 %. В скв. № 1 Ома получен приток сухого горючего газа (10 тыс. м^3/сут) из венд-

ских песчаников (1900–2000 м). Суммарные начальные ресурсы УВ в рифейском нефтегазовом комплексе оцениваются в 1.5 млрд т.у.т. [11]. Кроме того, наблюдается дегазация на площади тектонических узлов [16].

С 1998 г. работы по изучению Мезенской синеклизы велись силами Альянса компаний-недропользователей и были проведены на Лофтуро-Айпинском участке (Азпольская впадина) площадные сейсморазведочные работы и пробурена Средне-Няфтинская скважина глубиной 4253 м, а в Вычегодской впадине закончено бурение Кельтменской параметрической скважины (4900 м). Несмотря на то, что скважина не имела промышленных притоков нефти, в целом были получены и положительные результаты [1].

В Мезенской синеклизе реально обнаружение нетрадиционного типа месторождений УВ, связанных с породами фундамента в трещинных коллекторах. На настоящий момент в мире выявлено достаточное количество месторождений нефти и газа в кристаллических породах фундамента, т. е. в первично-непористых породах. Продуктивность фундамента на нефть и газ выявлена на площадях в Амаль-Наджила-Нафора, в Хьюготон-Панхендле, в Оринокском нефтяном поясе, в Западно-Канадском бассейне и в Западно-Сибирской плите [5]. Открыты подобные месторождения в Юробчено-Тахомской зоне в Сибири. Анализ материалов по 35 месторождениям нефти, расположенным в различных крупных нефтегазоносных бассейнах мира [9], показал, что на глубинах свыше 4 км поровый коллектор обнаруживается только в 34 % случаев. В остальных 66 % имеют место трещинные, трещинно-кавернозные, трещинно-поровые коллекторы [2]. Залежи нефти выявлены в фундаменте [2]: запечатанные зоной максимального горизонтального сжатия; запечатанные на поверхности фундамента; в зонах межпластовой и внутрипластовой трещиноватости; в осадочном чехле и фундаменте, запечатанные в осадочном чехле; в фундаменте, запечатанные осадочным чехлом; в фундаменте, запечатанные надвигом. Обнадеживающие результаты перспективности фундамента на нефть получены в Республике Татарстан [11] и в Республике Коми. 66 % гигантских месторождений нефти и газа связаны с рифтогенезом [7], то есть со сводовыми структурами, в которых большую роль играют силы растяжения, сбрососообразование, трещинообразование и которым соответствуют выступы легких малоскоростных пород верхней мантии с вероятным скоплением флюидов, в том числе и УВ. С этими выступами связаны региональные отрицательные аномалии силы тяжести. Сходная ситуация про-

сматривается и в строении Мезенской синеклизы [3], тектоника коры которой характеризуется наличием элементов региональных и вертикальных напряжений и перемещений [10]. Субгоризонтальные структуры выражены внутрикоровыми покровами и чешуями, зонами тектонического расслоения и выклинивания. Сохранение характерных черт рифей-ранневендского рифтогенеза до настоящего времени свидетельствует о его высокой энергетической обеспеченности и значительных масштабах переработки коры. Отмечается дегазация вдоль бортов Кандалакшского грабена, что подтверждается снижением содержания кислорода в воздухе [16], наличием озоновых аномалий [13] и метагенных облаков [8] над Белым морем. Все эти данные подтверждают возможность обнаружения УВ на территории Мезенской синеклизы не только в рифейских отложениях, но и в породах кристаллического фундамента в бортах грабенов. Исходя из вышеизложенного, необходимы тщательная подготовка геофизическими методами площадей под бурение, научная проработка концепции поисков и научное сопровождение работ, т.к. в случае трещинных коллекторов методы изучения горизонтально-слоистой среды неприемлемы.

Работа выполнена при финансовой поддержке и Программы ОНЗ РАН № 9 «Межгеосферные взаимодействия», проект «Изучение процессов взаимодействия геосфер в активных геологических структурах на севере Русской плиты».

Литература

1. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Мезенского бассейна // Докл. РАН. 2004. Т. 396, № 1. С. 71-76.

2. *Веселов К.Е., Долицкая Т.В.* Новые горизонты прогнозирования поисков и разведки нефти и газа в связи с тектоникой глобального рифтогенеза // Геофизика. 1996. № 3. С. 38-43.

3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А.* Теплообмен и реология нижней мантии в ранние периоды развития Земли // Докл. АН. 1995. Т. 345, № 1. С. 103-105.

4. *Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 2. С. 494-503.

5. *Краюшкин А.В.* Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова думка, 1984.

6. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

7. *Кучерук Е.В., Алиева Е.Р.* Рифтогенные бассейны и месторождения // Геология нефти и газа. 1991. № 3.

8. *Люшвин П.В.* Стрессовые и комфортные условия развития рыбных популяций // Рыбное хозяйство. 2008. № 6. С. 42-50.

9. *Максимов С.П., Диккенштейн Г.Х., Лоджевская М.И.* Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1984.

10. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Изд-во ИЛ РАН, 1996. 94 с.

11. Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Труды научн.-практич. конферен. Казань, 1998. 380 с.

12. *Ермаков Б.А., Ерхов В.А. и др.* Результаты исследования земной коры и верхней мантии в решении прогноза минерагении Северной Евразии // Геофизика. 1994. № 5. С. 51-56.

13. *Сывороткин В.А.* Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.

14. *Фельдман А.А., Олофинский Л.Н.* Структурно-геофизическая обстановка размещения кимберлитовых полей на древних платформах. Ст. 1 // Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1999. № 7. С. 67-81.

15. *Шварцман Ю.Г., Широбоков В.Н.* Тепловое поле и геоэкологические проблемы нефтегазоносных районов // Экологические проблемы Европейского Севера. Екатеринбург: изд-во УрО РАН, 1996. С. 228-236.

16. *Kutinov Y., Chistova Z.* Reflection of tectonic structures of platform cover of the North of Russian plate in atmospheric field, character of geomagnetic variations and deep's decontamination // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 4. С. 77-80.

Е.В. Лаврушина, А.В. Полещук[1]

Пластические позднекайнозойские деформации в зоне южного борта Иссыккульской впадины

Исследуемый район расположен на территории Кыргызстана в пределах южного борта Иссыккульской впадины около поселка Каджи-Сай, где нами детально изучались деформации в фундаменте и в мезозой-кайнозойском чехле, которые возникли на этапе позднекайнозойской тектонической активизации.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; Catherinelav@yandex.ru

В пределах данной территории фундамент представлен выходами крупных гранитных массивов позднеордовикского–раннесилурийского возраста (северный склон хребта Терскей-Алатау), связанных с каледонским этапом развития Центрального Тянь-Шаня [3], и включает небольшие тела докембрийских метаморфизованных пород. По составу интрузии представлены средне-крупнокристаллическими двуполевошпатовыми гранитами, лейкогранитами и диоритами. Платформенный мезозой-кайнозойский чехол обнажается в южной бортовой зоне Иссыккульской впадины между хр. Терскей-Алатау и озером Иссык-Куль в виде полосы шириной около 4–5 км. В основании разреза осадочного чехла лежат раннеюрские кварцевые конгломераты и песчаники, аргиллиты, глины со слоями песчаников и линзами углей, общей мощностью до 300 метров. Юрские отложения, мощность и состав которых изменчивы как по падению, так и по простиранию, полого погружаются на юг под кайнозойские отложения Иссыккульской впадины. Контакт юрских отложений с породами палеозойского фундамента протягивается субширотно вдоль подножия северных отрогов хр. Терскей-Алатау практически по прямой линии. Здесь осадочные отложения залегают круто, падая на север с углами до 50˚. Как правило, на геологических картах зона контакта обозначается как разлом. Породы фундамента (метаморфические протерозойские породы и раннеордовикские гранитоиды), в этой зоне как правило, рассланцованны, рыхлые и трещиноватые. В отличие от фундамента юрские породы на контакте лишь слабо обохрены, сохраняют слоистость без следов тектонизации. К северу от контакта залегания слоев постепенно выполаживаются, поэтому данную зону можно рассматривать как флексуру.

На расстояние около 2 км к северу от выступа фундамента прослеживается узкая зона выходов раннеюрских и палеоцен-эоценовых пород (коктурпакская серия) в окружении более молодых отложений, вытянутая субширотно параллельно главным разломам. Ширина зоны местами составляет всего 5 метров, но обычно достигает 100–150 м. В данной зоне юрские глинисто-песчаные породы интенсивно деформированы и образуют грибообразные, лежачие и опрокинутые антиклинали с искривленными в поперечном срезе осевыми поверхностями и резко ундулирующими шарнирами. В ядерных частях, сложенных глинистыми слоями, слоистость часто нарушена, фрагменты алевролитовых прослоев хаотично ориентированы в глинистом матриксе. Ядра самых западных гребневидных складок (4 км западнее п. Каджи-Сай) сложены не юрскими породами, а выветре-

лыми и дезинтегрированными гранитами фундамента в окаймлении коктурпакских слоев. Это каолин-карбонатная толща с крупными фрагментами (1–5 м) трещиноватых среднекристаллических позднеордовикских гранитов. На региональных геологических картах эти структуры также показаны как приразломные.

Коктурпакская серия (свита), образовавшаяся, как предполагается за счет переотложения предпалеоценовой коры выветривания [1], залегает на юрских отложениях (субсогласно с ними) или непосредственно на гранитах фундамента. Она сложена буро-коричневыми глинами с многочисленными карбонатными стяжениями и редкими слоями известковистых гравийников с большим содержанием аркозового материала в мелкой фракции и имеет мощность в среднем около 15 м. Отложения коктурпакской серии обнажаются как в южной флексуре, так и в полосе гребневидных антиклиналей, где ее пласты залегают круто или даже запрокинуты (на южных крыльях складок).

Согласно с коктурпакской серией залегает киргизская, относящийся к олигоцену и низам миоцена. Она представлена оранжево-бурыми песчанисто-глинистыми отложениями с тонкослоистыми мелкогалечными конгломератами. Вся толща палеоген-миоценовых отложений слагает крупные малоамплитудные складки и пологие моноклинали с преобладающими северными падениями и имеет крутые залегания только вблизи описанных зон деформаций.

Выше по разрезу на киргизской серии с небольшим угловым несогласием залегает иссыккульская серия (нижний миоцен – средний плейстоцен), представленная снизу валунными отложениями, галечными конгломератами, выше желтовато-бежевыми тонкими песчаными осадками с небольшими прослоями галечных конгломератов. Местами иссыккульская серия обнаруживается в виде небольших выходов на северных склонах хр. Терскей-Алатау непосредственно на палеозойских породах, залегая значительно (100 м и более) выше уровня современной прибрежной равнины. Завершают разрез позднеплейстоценовые [2] бежевые лессовидные отложения, несогласно залегающие практически на всех породах мезозой-кайнозойского осадочного чехла в виде небольших наносов на макушках горок, с общим очень пологим (0–5°) падением на север, которые маркируют положение пологого склона (до начала интенсивной голоценовой эрозии), незначительные блоковые смещения которого, связаны с современной сейсмической деятельностью.

Таким образом, основная структурная перестройка осадочных комплексов Предтерскейской зоны произошла в узком временном

интервале после отложения киргизской серии и до формирования лессов, то есть в раннем миоцене – среднем плейстоцене. Можно предположить, что описанные деформации отражают две тектонические фазы, в процессе первой из которых (раннемиоценовое структурное несогласие) в чехле сформировались флексуры и гребневидные складки, а вторая (ранне–среднеплейстоценовая) ознаменовалась амплитудным расчленением рельефа блокового типа. Деформации чехла связаны с активизацией региональных разломов фундамента, которые хорошо видны на ландшафтных космических снимках и выражены в современном рельефе. В пределах прибрежной равнины, сложенной осадочными толщами, разломы проявлены не столь отчетливо как в палеозойских породах, системы трещиноватости в большей степени отражают современные, в том числе сейсмогенные смещения и напряжения. Тем не менее, можно выделить определенные зоны структурного проявления региональных разломов (более широкие, чем на площадях обнажений фундамента), которые фрагментарно маркируются гребневидными складками и флексурами в осадочном чехле. Можно отметить, что высота гребневидных складок не отражает амплитуд вертикального смещения блоков нижележащего фундамента, которое вдоль данного разлома практически не определяется при картировании. По-видимому, по своему генезису данные складки можно считать аналогами складок нагнетания или диапировых, возникших благодаря малой вязкости глинистых пород основания осадочного разреза и коры выветривания дезинтегрированных гранитов фундамента, инициированных разломами и возникшими зонами трещиноватости в чехле. Таким образом, можно сделать вывод, что в результате новейшей тектонической активизации фундамента в осадочном чехле обособляются ослабленные зоны, вдоль которых локализуются реидные структуры, обусловленные пластичностью нижнеюрских глин и коры выветривания раннеордовикских гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 9, Проекта РФФИ № 10-05-00852 и Гранта молодых ученых ГИН РАН.

Литература

1. *Бачманов Д.М.* Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Данные четвертого международного симпозиума «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы». Бишкек: МНИЦ-ГП, 2008.

2. *Додонов. А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 250 с. + вклейка 4 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 546).

3. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. (ГИН АН СССР; Вып. 307).

Г.Л. Лейченков[1], Ю.Б. Гусева[2]

Окраинные осадочные бассейны Антарктики

Преобладающая часть континентальной окраины Антарктиды образовалась в результате рифтогенеза и распада Гондваны и является пассивной областью перехода от континента к океану, и лишь небольшой ее фрагмент вдоль Антарктического полуострова в течение мезозойско-кайнозойского времени представлял собой конвергентную границу плит, прекратившую свое развитие в интервале времени от раннего эоцена до плиоцена. В позднемезозойско-кайнозойском осадочном чехле пассивной окраины выделяются рифтовый и пострифтовый структурные этажи, в верхнем из которых существенную роль играют кайнозойские отложения ледникового и ледниково-морского генезиса. За внешнюю границу морских бассейнов условно принимается изопахита 1 км, предположительно очерчивающая область преобладания в составе осадочного чехла обломочных отложений (рисунок). Эта область практически повсеместно распространяется далеко за пределы границы континент–океан. На ранней стадии развития бассейнов пассивной окраины Антарктиды (рифтовой и начальной пострифтовой), режимы осадконакопления в значительной степени определялись тектоническими факторами (растяжением и прогибанием земной коры), тогда как на поздней (пострифтовой, когда сформировалась континентальная окраина) – большую роль играли эвстатические колебания уровня океана. В ледниковый период преобладающее влияние на процессы накопления осадков оказывали флуктуации ледникового щита и развитие донных течений. Мощ-

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия; german_l@mail.ru

[2] Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Санкт-Петербург, Россия; antarctida@polarex.spb.ru

ность ледниково-морских осадков в подножие континентального склона в среднем составляет 1 км, но в отдельных районах достигает 2,5 км. Далее приводится описание бассейнов в трех секторах Антарктики, представляющих собой южные части Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Атлантический сектор. Большая часть атлантического сектора Антарктики (между 60^{o} з.д. и 12^{o} в.д.) занята обширным (около 2 млн. кв. км) бассейном морей Уэдделла и Лазарева. В южной и западной частях бассейна расположены крупные депоцентры с мощностями осадочного чехла более 10–15 км (рисунок). К востоку от Антарктического полуострова уже с позднетриасового времени вероятно располагался эпиконтинентальный задуговой бассейн, в котором нижние горизонты чехла могли формироваться до начала позднемезозойского рифтогенеза. Еще раньше интенсивное осадконакопление происходило на юге бассейна моря Уэдделла. Здесь осадочный чехол состоит из мезозойско-кайнозойских рифтовых и пострифтовых осадков мощностью 10–13 км и подстилающих их более древних отложений мощностью 7–10 км. Последние могут быть представлены аналогами прерывисто-складчатых комплексов внутриплитных систем, окружающих южную часть моря Уэдделла и/или их субплатформенными эквивалентами. Весь осадочный разрез залегает непосредственно на нижней коре, которая, возможно, представляет собой остатки древнего (палеозойского) океана. Восточная часть моря бассейна Уэделла и Лазарева расположена в пределах вулканической окраины протяженностью более 1000 км. Ее возникновение связывается с внедрением обширного астеносферного плюма Карру, стимулировавшего начало распада Гондваны с раскрытием Атлантического и Индийского океанов в среднеюрское время. Мощность поствулканического осадочного чехла не превышает здесь 2–3 км.

Индоокеанский сектор. В этом секторе находятся бассейны моря Рисер-Ларсена, морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса и континентальной окраины Земли Уилкса, которые характеризуются существенными различиями в структуре и истории формирования осадочного чехла (рисунок). Бассейн моря Рисер-Ларсена возник в ходе рифтогенеза (около 180 млн лет назад) и раскола литосферы Гондваны, прошедшего между юго-восточной Африкой с островом Мадагаскар и Антарктидой (около 160 млн лет назад). Западной границей бассейна служит подводное вулканическое плато Астрид, представляющего собой оконечность континентальной вулканической окраины морей Уэдделла и Лазарева. С востока бассейн ограничен хреб-

том Гуннерус – длинным узким подводным ответвлением кристаллического цоколя Восточной Антарктиды. Общая мощность осадочного чехла бассейна составляет более 7 км на континентальной окраине и до 5 км в океане.

Бассейны морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса протягиваются от 35 до 105° в.д. и имеют общую историю тектонического развития, контролировавшуюся рифтогенным разделением полуострова Индостан и Антарктиды и последующим разрастанием между ними океанского дна. В районе залива Прюдс окраинный антарктический рифт сочленяется с внутриконтинентальным рифтом ледников Ламберта-Эймери, который протягивается вглубь континента более чем на 1000 км и представляет собой "неудавшуюся" ветвь раскола литосферы. На востоке цепь бассейнов замыкается небольшим вулканическим плато Брюс, расположенным на континентальной окраине моря Дейвиса (рисунок). Ширина окраинного рифтового грабена в рассматриваемых бассейнах варьирует в зависимости от степени растяжения литосферы. В море Космонавтов и восточной части моря Дейвиса она составляет 200–240 км, а в море Содружества и в западной части моря Дейвиса достигает 300–350 км. Мощность осадочного чехла в депоцентрах бассейна составляет 6–8 км.

Бассейн континентальной окраины Земли Уилкса протягивается от 105 до 150° в.д. и является самым крупным в индоокеанском секторе Антарктики как по общему размеру, так и по площади, в пределах которой мощность осадочного чехла превышает 12 км (рисунок). Такая значительная мощность осадков обусловлена длительной (свыше 80 млн лет) стадией рифтогенеза, начавшейся около 160 млн лет назад. Не исключено, что в основании осадочного чехла континентальной окраины Земли Уилкса залегают гондванские платформенные комплексы, известные в южной Австралии и предполагаемые в обширных подледных низменностях Восточной Антарктиды. На периферии окраинного рифтового грабена, имеющего здесь ширину от 300 до 500 км, выявлена зона, в пределах которой отсутствует обычная континентальная кора, и вещество верхней мантии непосредственно подстилает осадочный чехол. В восточной части бассейна рифтовый комплекс деформирован, что, вероятно, обусловлено суперпозицией двух процессов – подъемом мантии и интенсивным сдвигообразованием между юго-восточной Австралией и Антарктидой. Разделение Антарктиды и Австралии началось около 80 млн лет назад и закончилось около 34 млн лет назад.

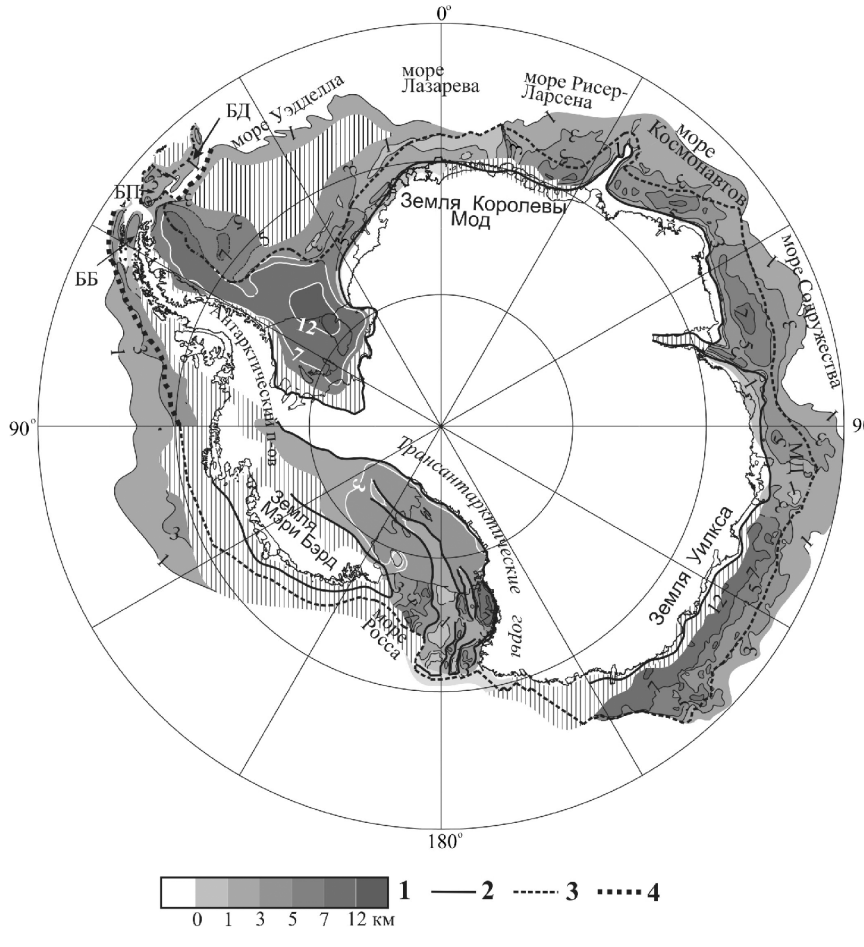


Рис. 1. Окраинные осадочные бассейны Антарктики

1 – шкала мощности осадочного чехла (штриховкой показаны области с бассейнов с неустановленной мощностью), *2* – границы рифтовых грабенов, *3* – граница континент–океан, *4* – бывшая и современная (фрагмент в районе 60° в.д.) активные окраины

Тихоокеанский сектор Антарктики. Здесь выделяются бассейны пассивной и прекратившей свое развитие активной окраин. Пассивная окраина, протягивающаяся от 170° в.д. до 90° з.д., образовалась в результате рифтогенеза и последующего отделения Новой Зеландии с окружающими ее подводными плато и поднятиями от Западной Антарктики меловое время (между 118 и 79 млн лет назад). Первичное растяжение земной коры, которое предшествовало расколу лито-

сферы, возможно, было обусловлено надсубдукционной обстановкой в тихоокеанском секторе Восточной Гондваны. Строение осадочного чехла большей части пассивной окраины до сих пор практически не изучено. Предполагается, что мощность осадочного чехла не превышает здесь 5 км.

С меловым растяжением литосферы Восточной Гондваны связано образование бассейна Западно-Антарктической рифтовой системы, которая является одной из крупнейших в Мире, протягиваясь почти на 3000 км между Трансантарктическими горами и Землей Мэри Берд (рисунок). Ее ширина составляет 600–800 км, а коренное ложе погружено под ледовым куполом до 2,5 км. Формирование Западно-Антарктической рифтовой системы началось в раннемеловое время и продолжалось до отделения Новой Зеландии с плато Кэмбелл от Антарктиды около 83 млн лет назад. В неогене рифтогенез возобновился, сопровождаясь активным поднятием трансантарктических гор. Лучше всего Западно-Антарктическая рифтовая система изучена в северной своей части, занимаемой морем Росса. Здесь отчетливо вырисовываются три субпараллельные, меридионально ориентированные рифтовые грабена, мощность осадочного чехла в которых изменяется от 5 до 14 км. По геофизическим данным все три рифта прослеживаются под шельфовым ледником Росса приблизительно до 130° з.д.

Бассейн бывшей активной окраины расположен к востоку 90 з.д. (рисунок) и отличается относительно широким шельфом, который в отдельных местах достигает 400–500 км. Согласно имеющимся представлениям, конвергентный режим вдоль существовал здесь (возможно, с перерывами), по крайней мере, с мезозойского времени и прекратил свое развитие в интервале времени от 50 млн лет до 3.3 млн лет в результате мигрирующей на северо-восток коллизии хребта Алук и желоба на окраине Антарктической плиты. Постколлизионная часть осадочного чехла шельфа и континентального склона преимущественно сложена комплексом аггрдационных и проградационных толщ. Наибольшей мощности (до 6 км) чехол достигает в погребенном желобе, где на сейсмических профилях иногда удается различить смятый и сильно деформированный комплекс аккреционной призмы.

С развитием активной окраины связана серия небольших по площади кайнозойских задуговых бассейнов Джейн и Пауэлл, которые развивались в позднем эоцене – миоцене в обстановке задугового растяжения, первый как результат конвергенции Антарктической плиты в море Уэдделла, а второй – плиты Феникс в Тихом океане. Еще один линейный задуговой бассейн шириной около 100 км представлен риф-

товой структурой пролива Брансфилд, расположенной вдоль северной оконечности Антарктического полуострова. Его развитие началось в позднем олигоцене и продолжается до настоящего времени.

Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова[1]

Строение глубоководных котловин Японского, Охотского морей и роль вулканизма в их формировании

Строение и образование глубоководных котловин имеет определяющее значение для понимания происхождения окраинных морей Тихого океана. В Японском море глубоководные котловины занимают большую часть площади морского дна.

Японская (Центральная) котловина представляет собой наклоненную на северо-восток равнину с глубинами 3400–3600 м и осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами высотой до 2000 м. Мощность осадочного чехла в восточной части котловины составляет 1,75–2,5 км, иногда достигая 2,95 км, а в западной колеблется в пределах 1,75–2,0 км [1]. На северном склоне котловины скважиной 795 вскрыты раннемиоценовые вулканиты (23,7–17,1 млн лет), а осадконакопление на основной площади этой структуры начинается предположительно с низов среднего миоцена.

Земная кора Японской котловины имеет мощность (без осадочного слоя) 6.0 км (восточная часть) и 8.0 км (западная часть). Основные параметры земной коры (ниже осадочного слоя) в восточной части котловины типичны для земной коры океанов, что позволяет считать её вновь образованной океанической корой. Мощность коры в центре котловины достигает 7,5 км (без садочного слоя), и может рассматриваться как сильно растянутая (редуцированная) континентальная кора [1].

Котловина Ямато (Хонсю) со средней глубиной 2500 м характеризуется наличием многочисленных вулканов, достигающих высоты 1500–1800 м. Мощность осадков в этой котловине составляет 0,5–1,0 км, достигая 1,6–2,0 км в южной части трога Тояма. По данным глубоководного бурения в котловине (скв. 794, 797) обнаружены базаль-

[1] Учреждение Российской Академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия; lelikov@poi.dvo.ru, emelyanova@poi.dvo.ru

ты с радиоизотопным возрастом 22,2–17,7 млн лет, залегающие на глубине 600–900 м и перекрывающиеся отложениями среднего миоцена. Земная кора в котловине Ямато характеризуется большей мощностью по сравнению с Японской. Здесь она достигает 13 км и подразделяется на верхний (3–5 км) и нижний (8–10 км) слои [2].

Цусимская котловина округлой формы, диаметром 250 км и глубиной около 2000 м. Мощность осадочного слоя в ней оценивается порядка 4 км. Он состоит из неогеновых отложений, которые переслаиваются с базальтовыми покровами и силлами, сформированными в процессе вулканической активности среднемиоценового времени. Мощность земной коры в центральной и северной её частях составляет 9–11 км (без осадочного слоя) при мощности верхней коры (2–3 км) и нижней коры (около 7 км) [2].

Курильская котловина расположена в южной части Охотского моря. Она имеет форму треугольника, вытянутого в северо-восточном направлении. Дно котловины представляет собой плоскую абиссальную равнину, расположенную на глубине около 3000 м. Южный борт котловины осложнен многочисленными подводными вулканическими постройками. В центральной части установлен только один подводный вулкан Геофизиков. Земная кора в Курильской котловине составляет 13–15 км и имеет трехслойное строение. Она подразделяется на верхний осадочный (до 5 км; V – 1,7–4,3 км/с), промежуточный вулканогенный (2,0–2,5 км; V – 4,8–5,2 км/с) и нижний базальтовый (4–5 м; V – 6,4–7,2 км/с) слои [3].

Вулканические породы широко развиты в пределах Японского и Охотского морей и по возрасту подразделяются на позднемезозойские и кайнозойские. Но непосредственно с образованием глубоководных котловин в Японском море связаны среднемиоцен-плиоценовые базальтоиды, а в Охотском – плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины [4].

Среднемиоцен-плиоценовые окраинноморские базальтоиды Японского моря (12,0–4,5 млн лет) широко развиты в Японской котловине и котловине Ямато, образуя многочисленные вулканические постройки и хребты. Наиболее распространенными (до 90 %) среди них являются оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты. В весьма незначительном количестве выделяются кислые субщелочные дифференциаты, представленные трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахидацитами и трахириолитами [5].

Окраинноморские базальтоиды характеризуются повышенной щелочностью, повышенными концентрациями LILE – K, Rb, Sr и Ba

и элементов группы Fe – Ni, Cr, V и очень высокими содержаниями некоторых HFSE – Zr, Ta, Nb. В целом спектр LILE и HFSE этих пород с положительной Nb аномалией аналогичен спектру щелочнобазальтоидных вулканических пород океанических островов. Из этого следует, что формирование окраинноморских базальтоидов происходило в геодинамической обстановке, близкой к обстановке OIB, а магматическим источником служила обогащенная флюидами мантии. Это обстоятельство подтверждается также преобладанием LREE над HREE и принадлежностью этих пород к внутриплитовым образованиям (WPB) [4].

Судя по возрасту, формирование окраинноморских базальтоидов происходило в завершающую стадию окраинноморского спрединга в Японском море и постспрединговый этап. В период максимального спрединга, который приходится на ранний миоцен, разрыв коры был настолько сильным, что достигал верхней деплетированной мантии. В это время формировались самые обедненные вулканические породы Японского моря – толеиты типа N-MORB, которые были установлены в котловине Ямато в нижних комплексах скважин 794 и 797. На диаграмме $Ba/La–La/Yb_N$ фигуративные точки этих пород расположены в самой «деплетированной» области, вблизи компоненты 3 [6]. С ними окраинноморские базальтоиды сопоставимы только по повышенным концентрациям некоторых элементов группы Fe – Ni, Cr и V. По содержаниям LILE и HFSE те и другие породы существенно отличаются. Это видно на спайдер-диаграмме, демонстрирующей два прямо противоположных спектра – весьма обедненных толеитов скв. 794 и обогащенных флюидами окраинноморских щелочных базальтоидов.

Однако необходимо подчеркнуть, что и толеиты и щелочные базальтоиды глубоководных котловин Японского моря содержат известково-щелочные метки, свидетельствующие о влиянии континентальной коры на магмогенерацию. В толеитах это слабо выраженная отрицательная Nb аномалия и слабая обогащенность пород LILE. В щелочных базальтоидах на это указывает положение фигуративных точек на диаграмме $Ba/La–La/Yb_N$ между компонентами 1 и 3, т.е. между известково-щелочным (сиалическим) и деплетированным (N-MORB) составами [6].

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Охотского моря (4,1–0,9 млн лет) развиты по обрамлению Курильской котловины. Они представлены, главным образом, двупироксен-плагиоклазовыми и амфибол-двупироксен-плагиоклазовымии андезибазальтами и андезитами.

Реже встречаются оливин-клинопиросен-плагиоклазовые базальты и кислые дифференциаты – андезидациты, дациты и даже риолиты, а также субщелочные разновидности – трахиандезибазальты и трахиандезиты (на вулкане Гидрографов)

Формирование плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины связано с завершающейся стадией ее образования [7]. В отличие от япономорских базальтоидов, большинство вулканитов Курильской котловины характеризуются менее щелочным и менее калиевым составом, а также более высокими содержаниями Al_2O и CaO, более низкими – TiO_2, Zr и Nb и весьма низкими – Cr, Ni, и V. Эти черты и особенно отрицательная Nb аномалия свидетельствуют о влиянии континентальной коры на магмогенерацию и принадлежности вулканитов котловины к производным обогащенной континентальной корой мантии.

С окраинноморскими щелочными базальтоидами Японского моря, в какой-то степени, сопоставимы лишь трахиандезибазальты и трахиандезиты юго-западной части Курильской котловины (хребет Гидрографов). Они характеризуются повышенной щелочностью (6,63–6,79 %), калиевостью (K_2O – 3,11 %) и повышенными содержаниями Zr (124–138 г/т) и La (28–29 г/т). И эти субщелочные породы являются своеобразным связующим звеном между всеми остальными вулканитами Курильской котловины и япономорскими щелочными базальтоидами. Хотя и они отличаются от последних, в частности, более низкими содержаниями TiO_2 (менее 1 %), Cr, Ni, V и наличием Nb-минимума.

Возраст и неоднородность химических свойств вулканитов глубоководных котловин указывают на разный период проявления рифтогенеза и различную степень его проявления в Японском море и южной части Охотского моря – Курильской котловине. Судя по наличию в Японском море толеитов типа N-MORB и их возрасту, рифтогенез здесь доходил до стадии спрединга, проявленного в раннем миоцене, когда разрыв коры достиг верхней деплетированной мантии. В Курильской котловине подобные породы не обнаружены, а большинство установленных вулканических образований относятся к известково-щелочной вулканической серии и несут следы влияния континентальной коры на магмообразование.

Отличие япономорских и курильских вулканических пород проявляются при петрографических и геохимических исследований. Япономорские окраинноморские базальтоиды образуют ряд: оливиновые базальты–трахибазальты–трахиандезиты–трахиты–трахида-

циты–трахириолиты. В то время как Курильские формируют серию: базальты–андезибазальты–андезиты–андезидациты–дациты. В Японском море среди базальтоидов резко преобладают оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты иногда с клинопироксеном и хромшпинелидами. В пределах Курильской котловины преобладают двупироксен-плагиоклазовые и амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты. Водосодержащий амфибол и высококремнеземистый ортопироксен указывают на контаминацию магматических расплавов сиалической корой.

Несмотря на существенные различия в химическом составе вулканические породы глубоководных котловин Японского и Охотского морей имеют одну общую черту – все они несут следы влияния континентальной коры на магмогенерацию, что свидетельствует о заложении впадин обоих морей на континентальном фундаменте.

Литература

1. *Карнаух В.Н., Карп Б.Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10-24.

2. *Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литосфера. 2004. № 2. С. 16-29.

3. *Бикенина С.К., Аносов Г.И., Аргентов В.В., Сергеев К.Ф.* Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 88 с.

4. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 57-68.

5. *Съедин В.Т.* Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 6. С. 1441-1446.

6. *Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33-56.

7. *Емельянова Т.А.* Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.

М.Г. Леонов[1]

Тектоника консолидированной коры и перспективы нефтегазовой геологии

Нефтегазоносность кристаллических пород в настоящее время не вызывает сомнений, и проблема нахождения углеводородов в породах фундамента широко обсуждается в литературе (например, работы В.П. Гаврилова, В.И. Изотова и др.). В пределах консолидированной коры открыто около 450 промышленных нефтяных и газовых месторождений. Все это ставит перед нефтепоисковой геологией новые задачи, среди которых: изучение анизотропии фундамента, определение механизмов структурной переработки кристаллических толщ, выявление структур фундамента, перспективных для скопления УВ и их типизация. В последние два десятилетия получены новые данные о тектоническом строении и эволюции консолидированной коры различных регионов, которые позволяют наметить (или более четко определить) потенциальные возможности прогнозирования месторождений УВ сырья в пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры. Рассмотрим некоторые из этих данных.

1. Вертикальная аккреция земной коры. Вертикальная аккреция – это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры (КЗК) и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли. Анализ структурно-вещественной трансформации пород КЗК показал, что «вертикальная аккреция» приводит к включению в состав КЗК материала смежных оболочек, в том числе, нижних горизонтов осадочного чехла. При этом происходит наращивание КЗК, возникновение «новорождённых» объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела «фундамент/чехол» и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры. Эти явления на границе фундамент–чехол связаны также с метаморфогенной инфильтрацией газово-водных флюидов (см. работы Л.Е. Яковлева), проявляющейся при наличии мощного чехла (2–3 км) и достаточно высоких флюидных давлений. М-инфильтрация может достигать глубин 8–10 км. В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием с возбуждением такого потока связана активизация геоло-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

гических процессов, чувствительных к флюидному и термическому режиму (литогенез, тепломассоперенос, деформация, метаморфизм, формирование и миграция газово-жидких фаз УВ). Явление вертикальной аккреции может привести к переходу нефтематеринских толщ в состав фундамента, их прогреву, вещественной трансформации, перераспределению в пространстве и формированию скоплений УВ. Таким образом, участки проявления процессов вертикального аккретирования могут рассматриваться как перспективные для обнаружения залежей УВ в кристаллических породах фундамента или в залегающих выше отложениях осадочного чехла.

2. «Холодная» тектоника гранитов. Формирование коллекторов в гранитных массивах – процесс многофакторный. В нем участвуют: автометасоматоз, контракционная усадка, гидротермально-пневматолитовые процессы, тектоно-кессонный эффект, а также тектонические факторы, приводящие к формированию выступов кристаллического (чаще – гранитного) фундамента и к интенсивной дезинтеграции пород. Изучение «холодной» деформации гранитных массивов, имеющей место на плитной стадии развития ряда регионов, показало, что неотъемлемой составляющей структурной переработки пород гранитного ряда является 3D квазипластическое и катакластическое тектоническое течение (реидная деформация). Деформация сопровождается диспергацией вещества (см. работы В.И. Молчанова, Г.Л. Поспелова и др.), которая обусловлена механическим дроблением, перекристаллизацией, частичным плавлением. Проявляется и автодиспергация, приводящая к «вскипанию» дислокаций, брекчированию, расширению пустот и трещин, увеличению поровой проницаемости. Совокупное действие P_{lit} и P_s (стресс) приводит к увеличению объема вещества (до 20 %). Диспергированные среды обладают высокой химической активностью, что обеспечивает реакции и преобразования при более низких, чем в недиспергированных системах, *P–T*-параметрах. При диспергации углеродсодержих пород в присутствии воды и катализаторов (в частности, полевого шпата!), происходит синтез УВ, формируется их газовая и жидкая фазы. Выявленные закономерности позволили предложить модели формирования залежей УВ в кристаллическом цоколе. Суть моделей: образование положительных морфоструктур с кристаллическим ядром → возрастание пористости и проницаемости → «переток» УВ из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента → формирование скоплений УВ. Для проявления такого механизма образования УВ-залежей особенно благоприятны структуры типа гранитных протрузий.

Мезомеханика и тектоника гранулированных сред. Установлены механизмы структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающие деформацию пород фундамента и их объемную (3D) подвижность (пластическая, хрупкая макро- и микросколовая деформация, меланжирование, динамическая рекристаллизация). Все эти механизмы приводят к *дезинтеграции* и (или) *повышению кристалличности* пород, т.е. к их *грануляции*. Особенностью гранулированных сред является их сверхпластичность, что облегчает возникновение упомянутых выше гранитных протрузий. В процессе деформирования проявляется также дилатансия, которая особенно интенсивна в условиях пластического течения. Дилатансия способствует уменьшению трения между частицами и облегчает их относительное проскальзывание, а также приводит к увеличению объема пород. Эти явления усиливают процесс внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, а также облегчает процесс М-инфильтрации. *Именно объемы пород с тектонической гранулярной структурой являются перспективными с токи зрения обнаружения в низ залежей УВ.*

Центрально-симметричные структуры и структуры «цветка» (flower structures). В развитии платформ и подвижных поясов выделяются структуры, для которых характерны: длительное развитие в режиме прогибания (опускания дна бассейна) на протяжении плитного этапа или значительной его части; «внезапное» дискретное расчленение дна бассейна на систему относительно узких конседиментационных поднятий (антиклинальных вздутий или складок) и широких прогибов; резкое различие стиля и интенсивности структурной переработки пород в зонах относительного воздымания и опускания. Для платформенных бассейнов характерно несоответствие их общей изометричной формы и внутренней линейной структуры с дискретным расположением узких антиклинальных складок и широких синклиналей. К таким структурам относятся «долгоживущие центрально-симметричные морфоструктуры фундамента» (ЦСМ); в пределах подвижных поясов и окраин платформ – «структуры цветка» (или «пальмового дерева»). Мнения о происхождении структур данного типа различны, но комплексный анализ позволил установить, что их образование является следствием интерференции геодинамических режимов двух категорий: межрегионального (или глобального) режима, общего для различных участков земной коры и разных этапов ее развития; локальных (региональных) режимов, проявляющихся только в конкретных обстановках и на определенных этапах

развития. Округлая форма ЦСМ детерминирована процессом глобального значения – деформацией сфероида, и они возникают только на плитном этапе развития платформ. К этому моменту происходит расслоение фундамента платформ на верхнекоровый и нижнекоровый слои, которые обладают разной вязкостью, но относительной реологической гомогенностью, что делает возможным проявление в их пределах 3D деформации. В этом случае кора реагирует на глобальное напряженное состояние центрально-симметричными изгибами большого радиуса кривизны и пространственным перераспределением горных масс. Прогибающийся участок упругой сферической оболочки, покоящийся на менее упругом подкоровом слое, в изотропном поле напряжений неизбежно примет эту форму независимо от того, вызвано ли прогибание нагрузкой сверху или утратой опоры снизу. Таков, вероятно, генезис Мичиганского и подобных ему бассейнов (Иллинойс, Виллинстон, Онежская мульда). В условиях анизотропного поля напряжений подвижных поясов возникают «протяженные» положительные тектонические структуры регионального масштаба (структуры цветка). При одновременном действии (наложении, интерференции) «изотропного» и «анизотропного» режимов возникают структуры сложного генезиса (Мичиганский бассейн, Онежская мульда). *Характерной чертой этих структур является приуроченность к ним месторождений УВ (Мичиганский бассейн, Предкавказье, Онежская мульда, Марроканский Риф и пр.), и изучение (и обнаружение) структур этого типа является важной задачей теоретической тектоники и нефтепромыслывой геологии.*

Таким образом, новые данные о строении и тектонической эволюции кристаллических масс фундамента позволяют наметить направления работ, дающих реальные перспективы для обнаружения потенциально нефтегазоносных участков земной коры. К ним можно отнести, например, Хамышинский массив (Северный Кавказ), гранитные выступы в районе Солигалечского авлакогена (Московская синеклиза), кристаллические выступы в пределах Туапсинского прогиба и вала Шатского (акватория Черного моря), погребенные выступы фундамента Балтийского щита, Забайкалья, восточного борта Восточно-Европейской платформы (Осинский блок), Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы), баренцевоморский и Карский шельфы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 10-05-00852).

Е.Ф. Летникова[1], С.И. Школьник[2], И.А. Вишневская[1]

Венд-кембрийское осадконакопление в Палеоазиатском океане: изотопно-геохимические характеристики отложений и их значение для понимания этапов его развития

В процессе позднедокембрийской дезинтеграции краевой части Сибирского кратона и раскрытия Палеоазиатского океана в венде–кембрии существовали различные в геодинамическом плане мелководные осадочные бассейны. В результате более поздних тектонических, в том числе сдвиговых, процессов все эти бассейны в настоящий момент находятся в непоследовательном расположении в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Поэтому нами предприняты первые шаги в решении вопроса о природе и возможном расположении венд-кембрийских осадочных комплексов в пределах восточного сегмента ЦАСП и их связи с отложениями Сибирской платформы на основе реконструкции геодинамических обстановок, времени седиментации венд-кембрийских осадочных пород Палеоазиатского океана и оценки по масштабам влияния на состав осадков глобальных и локальных источников поступления обломочного и взвешенного вещества. Анализ геохимических и изотопных (Sm-Nd, датирование обломочных цирконов) характеристик терригенных отложений позволил нам определить присутствие в обломочных породах продуктов разрушения субстратов различного возраста и генезиса, в том числе, синхронного с осадконакоплением – ювенильного. Изучение геохимического и изотопно-геохимического (Sr, C, O) состава карбонатных отложений дало информацию о геодинамических обстановках седиментогенеза, источниках поступления некарбонатного вещества этих осадков – терригенного или вулканогенного, в том числе, гидротермального, и, в ряде случаев, позволило установить временной интервал карбонатонакопления на основе данных хемостратиграфии. Геохимические и Sm-Nd изотопные характеристики венд-кембрийских осадочных руд указали на источники поступления рудного вещества – континентального или океанического происхождения.

В своих исследованиях мы уделяли значительное внимание изучению осадочных комплексов микроконтинентов и их континентальных окраин. Для всех осадочных терригенных серий изученных мик-

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Россия efletnik@igm.nsc.ru
[2] Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), Иркутск, Россия

роконтинентов (Тувино-Монгольский, Дзабханский, Кокчетавский, Улутаусский, Актау-Моинтинский) типичны аркозы и рециклированные осадки, образовавшиеся в результате разрушения кислых пород во внутриплитных обстановках или на окраинах континентов. Это локальные бассейны с индивидуальными источниками сноса, которые диагностируются по изотопно-геохимическим характеристикам в пределах изученных блоков. При этом предполагается синхронное накопление венд-кембрийских карбонатных отложений в пределах этих структур. Однако, при детальном геологическом и изотопно-геохимическом исследовании отложений микроконтинентов можно заключить, что все они как рифейские, так и венд-кембрийские, имеют собственную индивидуальную историю и локальные источники сноса вне крупных континентов и их шельфов. Сопоставление рассмотренных венд-кембрийских осадочных серий микроконтинентов с одновозрастными отложениями юга Сибирской платформы показало отсутствие в синхронности накопления осадков в пределах ее обширного шельфа и отдельно взятых шельфов рассмотренных мелких континентальных блоков. Осадконакопление в обстановках пассивной континентальной окраины раньше началось на отдельных блоках в пределах океана, а не в краевых частях Сибирской платформы. Следы вендских оледенений более широко и явно проявлены только в пределах Тувино-Монгольского и Дзабханского блоков и слабо в одновозрастных отложениях Сибирской платформы. В кембрийских осадочных породах юга Сибирской платформы (байкальская и оселковая серии) повсеместно отмечены горизонты туффитов, источниками которых послужил базитовый магматизм. В одновозрастных отложениях микроконтинентов они отсутствуют. Таким образом, аналогии в осадконакоплении в венд-кембрийский период на Сибирской платформе и рассмотренных мелких докембрийских континентальных блоках не установлены и указывают на накопление последних в пределах локальных блоков вне связи с крупными континентами. Рифейский уровень осадконакопления в пределах этих блоков достаточно разнообразен и на данный момент исследований прямая корреляция отдельных блоков между собой и кратонами не очевидна. Возможно, что более детальное изучение рециклированных осадков и пирокластики, определение геодинамических обстановок формирования рифейских вулканитов (рифтогенные или островодужные) в пределах этих структур позволит ответить в дальнейшем на этот вопрос более однозначно.

В пределах юга Сибирской платформы отложения континентальной окраины присутствуют только в венд-кембрийских разрезах байкальской серии и ее аналогов. При этом изучение венд-кембрийских осадочных комплексов задуговых бассейнов южного складчатого обрамления Сибирской платформы позволило установить существенное влияние на их состав подводных гидротерм и реконструировать обширные гидротермальные поля в пределах южного обрамления Сибирской платформы [1]. В случае последовательной аккреции отдельных террейнов к Сибирской платформе невозможно объяснить, непосредственное прилегание осадочных комплексов с четкими геохимическими и Sm-Nd изотопными «гидротермальными» метками (метаморфический комплекс Приольхонья и гаргинская серия) к Сибирской платформе и более удаленное расположение от нее осадочных комплексов (икатская серия, Морской хребет) обладающих выраженными «континентальными» метками. Объяснение этому можно найти лишь привлекая новые результаты палеомагнитных исследований в определении сдвиговых составляющих Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в венде–кембрии [2], которые привели к нарушению строения шельфа Сибирской платформы.

Анализ изотопно-геохимических данных по вулканическим и осадочным комплексам тектонических блоков разного типа и ранга Палеоазиатского океана в обрамлении Сибирской платформы приводит к сомнениям о его существовании, по крайней мере, его восточного сегмента в неопротерозое, т. к. основная масса, в том числе, метаморфизованных, вулканических, терригенных и карбонатных отложений, осадочных руд, многообразие обстановок их седиментогенза приходится на венд–кембрий. Осадконакопление в рифее устанавливается в локальных бассейнах юга Сибирской платформы и отдельных докембрийских континентальных блоках. Учитывая направление сдвиговой составляющей Сибирской платформы, возможно, осадочные комплексы шельфа, континентальных дуг и задуговых бассейнов рифея и венда Сибирской платформы могут быть обнаружены в пределах Байкало-Муйской зоны. Проведенные исследования позволили диагностировать осадочные комплексы, как континентальной окраины юга Сибирской платформы, так и бассейнов, развивающихся вне ее пределов в Палеоазиатском океане в венде–кембрии. Осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, находящиеся в настоящий момент в непосредственном контакте с юго-западной частью Сибирской платформой, в основном, накапливались в бассейнах вне связи с ее шельфом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01030), Президиума СО РАН (проект № 19) и научной школы (НШ-7422.2010.5).

Литература

1. *Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Кузнецов А.Б., Школьник С.И., Резницкий Л.З.* Генезис Mn руд и их расположение в осадочных бассейнах восточного сегмента Палеоазиатского океана: Sm-Nd изотопные и геохимические свидетельства // Докл. РАН. 2011. Т. 439, №6.

2. *Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным // Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИТ ИНГГ СО РАН, 2010. 32 с.

Л.И. Лобковский, М.В. Кононов[1]

Тектоника деформируемых литосферных плит – обобщение классической концепции и геодинамическая модель образования Амеразийского осадочного бассейна

Как известно, концепция тектоники литосферных плит, зародившаяся в 60-х годах прошедшего столетия, претерпела весьма сложный путь своего развития, сопровождавшийся различного рода дискуссиями о соответствия ее выводов наблюдаемым фактическим данным. В СССР эта концепция столкнулась с серьезным сопротивлением многих геологов и геофизиков. Однако, с течением времени тектоника плит заняла доминирующее положение в мировом геологическом сообществе, несмотря на целый ряд остающихся нерешенными вопросов, затрагивающих ее фундаментальные основы.

Некоторые из этих вопросов недавно вновь были затронуты при исследовании геологической эволюции Арктики в рамках научной работы по теме: «Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с проблемой расширения внешней границы континентального шельфа РФ», выполняемой по заказу Роснедр [1, 2]. В частности, к таким нерешенным вопросам можно отнести отсутствие тектониче-

[1] Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИОРАН) РАН, Москва, Россия

ски выраженной локализованной границы между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами в восточной части Арктического региона между южным окончанием спредингового хребта Гаккеля и Алеутской зоной субдукции.

Другие трудноразрешимые вопросы возникают при анализе построений плитотектонических реконструкций Арктического региона, основанных на применении теоремы Эйлера о взаимном вращении смежных плит вокруг определенных полюсов. В качестве примера построения реконструкций Арктики в мелу сошлемся на классические работы [3, 4], согласно которым в период времени от 110 до 55 млн лет тому назад полюс относительного вращения Северо-Американской и Евразийской плит находился в районе о. Элсмир (Гренландия), т. е. имело место раздвижение этих плит в направлении к Атлантике и их сближение в направлении к Северному полюсу в пределах данного отрезка времени. По расчетам величина сближения, например, в районе Чукотского моря в этом случае составляла около 900 км [3, 4]. Отсюда следовало, что в позднем мелу–палеоцене в Арктике должны были существовать структуры, порожденные значительным сближением Северной Америки и Евразии [3]. Для общего сокращения пространства на величину порядка 1000 км, кроме континентального сокращения (обеспечиваемого, в частности, складчатым фронтом хребта Брукса), необходимо было допустить значительное поглощение предположительно океанической коры Канадской котловины в зоне субдукции с формированием андезитовой вулканической дуги. В работе [4] предполагалось, что поднятие Альфа-Менделеева представляет собой такую позднемеловую дугу с характерным известково-щелочным магматизмом, под которую субдуцировала литосфера Канадской котловины, формируя задуговой океанический бассейн Макарова.

Однако на сегодняшний день отсутствуют какие-либо данные о наличии известково-щелочного магматизма в поднятиях Альфа и Менделеева и свидетельства о поглощении значительных объемов литосферы Канадской котловины под этими хребтами и, вообще, существовании структур сжатия в этих хребтах. Скорее, совокупность фактических данных говорит в пользу наличия структур растяжения в хребтах Альфа и Менделеева и рифтогенной природы их образования [5].

Такого рода противоречия ставят под сомнение применимость теоремы Эйлера для количественных расчетов перемещений плит по поверхности Земли – одного из краеугольных принципов концепции

тектоники плит. При этом сомнительным представляется не только постулат о жесткости плит, на котором основана теорема Эйлера. Противоречие возникает, если применять эйлерову кинематику вращения смежных плит в условиях продвигающейся спрединговой границы между ними, как это имеет место в случае раскрытия Атлантики в позднем мезозое. Действительно, при продвижении спрединговой границы на север и постепенном раскрытии Атлантического океана Северо-Американская и Евразийская плиты не могут рассматриваться полностью обособленными, так как представляют единый континентальный массив в области, куда еще не дошел фронт продвигающегося рифта. Очевидно, что в случае такого частичного обособления смежных плит, которые являются «спаянными» на значительной территории, еще незатронутой рифтогенезом и спредингом, теорема Эйлера не может быть применима для расчета относительных смещений этих плит!

Есть основания считать, что отмеченные противоречия невозможно преодолеть в рамках традиционной концепции тектоники плит. Поэтому нормальным выходом в данной ситуации представляется отказ от некоторых положений классической парадигмы и переход к более реалистичной обобщающей концепции, способной дать ответы на нерешенные вопросы тектоники плит. При этом важно подчеркнуть, что ядро концепции тектоники плит, с которой связана реальная научная революция в науках о Земле, несомненно, должно сохраниться. Здесь уместна аналогия с классической механикой, основные принципы которой сохранили свое значение, несмотря на разработку квантовой механики, а также специальной и общей теории относительности.

Чтобы обоснованно сформулировать минимальное обобщение (расширение) классической тектоники плит, достаточное для преодоления возникающих противоречий, необходимо проанализировать ее исходные положения.

По известной классификации В.Е. Хаина [6] тектоника плит строится на следующих шести положениях:

1. Верхняя оболочка Земли состоит из двух основных слоев, существенно отличающихся по своим реологическим свойствам, – верхней жесткой и хрупкой литосферы и подстилающей ее вязкотекучей астеносферы. Выделение этих слоев производится по сейсмологическим и магнитотеллурическим данным.

2. Литосфера Земли делится на ограниченное число тектонически обособленных плит. Выделение плит и проведение границ между

ними основано на пространственном расположении очагов землетрясений, которые в своем большинстве локализованы в узких поясах, по которым и устанавливаются границы плит.

3. Существуют три основных типа границ плит, которые определяют характер их относительных перемещений на этих границах: а) дивергентные границы, вдоль которых происходит раздвижение (спрединг) литосферы с наращиванием океанической коры; б) конвергентные границы, на которых идет сближение плит за счет поддвига одной из них под другую (субдукция) с поглощением коры и литосферы в мантию или коллизия плит; в) трансформные границы, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение плит.

4. Горизонтальное движение плит по поверхности Земли количественно описывается на основе теоремы Эйлера о вращательном движении абсолютно твердых тел на сфере вокруг соответствующих полюсов вращения. Это положение тектоники плит широко используется как для анализа современных горизонтальных движений литосферы, так и для их реконструкции в прошлые геологические эпохи.

5. Наращивание океанической коры в зонах спрединга компенсируется ее поглощением в зонах субдукции, так что общая поверхность Земли и ее объем в первом приближении считаются постоянными.

6. Движение плит представляет собой поверхностную форму мантийной конвекции, современная структура которой «просвечивается» методами сейсмической томографии.

Из шести исходных положений классической тектоники плит основное возражение, как отмечалось выше, вызывает четвертое положение. От этого положения предлагается отказаться и вместо эйлеровой методики расчета горизонтальных движений абсолютно твердых (жестких) плит на сфере перейти к методам описания распределенных упруго-пластических деформаций литосферы. Остальные пять исходных положений классической концепции в целом сохраняют свое значение, хотя и требуют определенных уточнений. В результате мы приходим к обобщению классической тектоники плит, которое предлагаем назвать **тектоникой деформируемых литосферных плит** [1].

Обобщенная концепции тектоники деформируемых литосферных плит позволяет по-новому взглянуть на некоторые устоявшиеся представления о соотношении тектонических процессов, развивающихся на границах и во внутренних частях плит. В классической тектонике плит их принято противопоставлять друг другу, считая, что деформации на границах плит на порядок и более превышают внут-

риплитные деформации. Однако фактические данные нередко противоречат такому подходу. Например, скорость раздвига внутриплитной Восточно-Африканской рифтовой системы, откалывающей Сомалийскую плиту от Африканской литосферной плиты, составляет 5 мм/год, что сопоставимо со скоростью спрединга в Красном море и превышает скорость спрединга в арктическом хребте Гаккеля. Этот пример демонстрирует, что, по крайней мере для континентальных областей, интенсивность внутриплитных и межплитных деформаций одного порядка. Нетрудно привести другие примеры, показывающие большую роль внутриплитных деформаций, которые можно описать только в рамках модели упруго-пластического тела. Предлагается классификация плит по степени их обособленности, подвижности и стесненности. Наиболее обособленными и подвижными являются такие чисто океанические плиты как Тихоокеанская, Наска и Кокос, имеющие по всему периметру четко выраженные границы, вдоль которых эти плиты могут легко наращиваться, субдуцировать или горизонтально скользить. Смешанные крупные плиты, включающие океанические и континентальные области, как правило, являются лишь частично обособленными, так как разделены границами не по всему периметру и имеют общие «спаянные» области. Примером являются упомянутые выше Северо-Американская и Евразийская плиты с общей «спаянной» областью между хребтом Гаккеля и Алеутской зоной субдукции. Другие примеры «спаянных» областей смежных плит – это места отсутствия границы Евразийской и Африканской плит в Атлантике между Азорским архипелагом и Гибралтаром, а также границы между Северо- и Южно-Американской плитами к востоку от Антильской дуги. Еще одна проблема связана с описанием деформаций литосферы в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе, где выделяются континентальные микроплиты, которые в нашей классификации являются наименее обособленным и наиболее стесненными.

Следует подчеркнуть, что в рамках предложенной концепции тектоники деформируемых литосферных плит основные парадоксы и противоречия классической тектоники плит снимаются в результате перехода от излишне идеализированной схемы описания движения плит на основе теоремы Эйлера к количественному анализу распределенных упруго-пластических деформаций литосферы, что требует применения значительно более сложного математического аппарата. При этом возникает задача совместного количественного описания упруго-пластических деформаций литосферы и вязких течений вещества подстилающей

верхней мантии, поскольку литосфера, астеносфера и нижележащая часть верхней мантии образуют единую механическую систему.

На основе данного подхода разрабатывается новая геодинамическая модель образования Амеразийского осадочного бассейна восточной Арктики. Предполагается, что главной движущей силой, приводящей к образованию этого бассейна в поздней юре – раннем мелу, является действие крупномасштабной верхнемантийной конвективной ячейки, вещество которой погружалось в сопряженных зонах субдукции Северо-Западной Пацифики и Южно-Анюйского океана, а разнонаправленные подлитосферные течения отрывали континентальные блоки древней Арктиды, несущие Новосибирские острова, Чукотку и Аляску, от Северо-Американской окраины, приводя к раскрытию Канадской котловины. В результате закрытия Южно-Анюйского океана Новосибирско-Чукотский массив столкнулся с Евразийской окраиной, в то время как Аляска причленилась к Тихоокеанской зоне субдукции. В дальнейшем в течение апт-альбского времени и позднего мела продолжающееся действие верхнемантийной ячейки с изменившейся геометрией течений привело к образованию рифтогенных структур Центрально-Арктической области Амеразийского бассейна, включая бассейны Макарова и Подводников, а также поднятия Альфа и Менделеева [1, 2].

Литература

1. *Лобковский Л.И., Гарагаш И.А., Кононов М.В. и др.* Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая эволюция Арктического региона в мезо-кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М.: ГЕОС, 2010. Вып. 2. С. 8–40.

2. *Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др.* Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое–кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика, экология и экономика. М.: Атомиздат, 2011. №1. С. 104–115.

3. *Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C.* Plate tectonic model for the evolution of the Arctic // Geology. 1974. V. 2. P. 377–380.

4. *Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31-57.

5. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: Implication for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean / Eds. D.V. Stone et al. // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia. EGU 2009. V. 4. P. 223–241.

6. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 559 с.

В.Л. Ломтев[1]

Признаки газо- и, возможно, нефтеносности мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики

В докладе обсуждаются признаки газо- и, возможно, нефтеносности мезокайнозойского осадочно-траппового чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики (котловина Тускарора между валом Зенкевича (Хоккайдо) и поднятием Шатского, его пологий западный склон и прилегающий с юга абиссальный проход в котловину Картографов). Они выявлены на профилях высокочастотного (120–150 Гц) НСП и профиле МОГТ 1, отработанном близ разлома Тускарора и регионального профиля ГСЗ 1-0, по результатам их специальной нефтегазогеологической интерпретации [1–9]. К ним относятся аномалии типа «залежь» (АТЗ [11]), представляющие собой симметричный провал отражающих границ на временном разрезе, включающий и низы покрышки, а также многочисленные газовые окна, столбы и «нити», фиксируемые по перерыву и/или заметному ослаблению отражающих границ, в том числе в кровельных траппах (газопроявления [1–5], их примеры см. также в [10]).

Стратиграфия. По данным бурения и сейсмики в трактовке автора [1, 3–9] низы видимого разреза слагают прозрачные трансгрессивные карбонаты поздней юры – раннего мела мощностью от 0 на краевом валу Зенкевича до 300–400 м у поднятия Шатского. Они вмещают тонкие (до 100 м) кровельные (финальные) траппы мезозойской трапповой формации и являются шельфовой регифацией позднего эпиконтинентального Тетиса. Выше залегает контрастный опаковый горизонт пестрых кремней и глин (частью немых) конца раннего – позднего мела мощностью до 200–250 м (прибрежная, регрессивная регифация позднего Тетиса). Платформенный разрез позднего мезозоя, залегающий с углами падения 2–5 минут к юго-востоку от краевого вала, завершают субаэральные покровные лессы палеогена мощностью 20–100 м, которые исследователи описывают как абиогенные пестрые глины без морской макро- и микрофауны и железо-марганцевых конкреций *in situ* и прослойками пестрого вулканического пепла. Они выделяются только на профилях высокочастотного НСП ИМГиГ по пластовому строению с относительно выдержанной мощностью и переменной акустической контрастности.

[1] Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

Покровные лессы надежно заверяют обширную регрессию позднего Тетиса и осушение исследуемого региона в позднем мелу – палеогене (материковая палеосуша Пацифида [6]). Выше, с азимутальным и угловым региональным несогласиями в подошве они перекрыты турбидитами и контуритами молодой Пацифики мощностью 0,1–1 км, датируемые средним миоценом – плейстоценом. До заложения смежных Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов в среднем плейстоцене они надстраивали внешнее континентальное подножие на краевом валу с фанами (конусы выноса) подводных каньонов, а мористее – Камчатский контурный мегафан в абиссальной котловине Тускарора, севере поднятия Шатского и прилегающей части котловины Картографов (конечный бассейн стока турбидитов [7]).

Признаки газоносности. Две мелкие газовые АТЗ шириной до 1,5 км обнаружены в слое 2 на профиле МОГТ 1 между пикетами 899 и 902 км [5] (см. их также в [10], но с учетом изменения пикетажа профиля). Согласно [5, 11] АТЗ опознаются по симметричному провалу отражающих границ по аналогии с Чайвинской АТЗ, первой разбуренной на нефтегазоносном шельфе СВ Сахалина (многопластовое месторождение) и связаны с залежами газа в надвиговых клиньях во фронте одной из крупных аллохтонных пластин СЗ плиты [1, 9].

Абиссальная Гагаринская АТЗ – гигант шириной около 14 км обнаружена на профиле НСП 114 (рейс 5 НИС «Проф. Гагаринский»– 1989) у подошвы южного субширотного фаса поднятия Шатского, вероятно, образованного крупным разломом [3, 4]. По оценке В.Н. Агеева снижение скорости распространения продольных волн в ней достигает 29 %, тогда как на Чайвинской залежи оно составляет в среднем 14–16 % при ширине ее АТЗ ~ 2 км [11]. Заметим, что в нефтяных пластах скорость распространения продольных волн снижается только на 5–6 %, что не позволяет их выделить на фоне газовых пластов, особенно в слабоконтрастном разрезе [11]. Гагаринская залежь газа и возможно нефти находится в акустически прозрачных карбонатах (закарстованные известняки поздней юры – раннего мела) на глубине свыше 300 м под дном. Литология коллектора определена на том же профиле, поскольку несколько южнее они слагают крутые склоны экструзивной конической горы, т. е. обладают значительным сцеплением в сравнении с прозрачными на профилях НСП карбонатными илами (скв. 576 и др. [4, 10]). Покрышкой залежи-гиганта служит позднемеловой опаковый слой мощностью 250 м и отчасти покровные лессы палеогена (50 м). Одним из признаков закарстованности известняков является аномально шероховатое с за-

метными перепадами рельефа строение подошвы опакового слоя или кровли подстилающей карбонатной толщи на профилях высокочастотного НСП ИМГиГ, нетипичное для морских, нормально-осадочных толщ [7].

Основным признаком газоносности мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики являются газовые окна, столбы и «нити» на профилях высокочастотного НСП ИМГиГ. Среди них выделяются более редкие крупные газовые окна шириной от нескольких километров в относительно контрастном разрезе вершины Камчатского контурного мегафана на севере котловины Тускарора близ разлома Хоккайдо и скв. 583 или кровельных траппах в абиссальном проходе между котловинами Тускарора и Картографов [4, 6]. Гораздо чаще – практически на каждом сейсмопрофиле – можно видеть узкие (десятки–сотни метров) вертикальные столбы и «нити» переменной контрастности в почти горизонтально-слоистом разрезе. Подобная субвертикальная «нарезка» мезокайнозойского чехла, включая кровельные траппы [3–10], обусловлена миграцией газа по разломам и зонам трещиноватости в аллохтонной СЗ коровой плите [1, 8]. Она наблюдается на профилях НСП в котловине Тускарора, пологом западном склоне поднятия Шатского и абиссальном проходе к югу от него, что указывает на сопоставимые размеры источника углеводородов. Поэтому в [1,3–5] его связывают с фациями раннего Тетиса (палеозой – рифей?) в слое 4 мощностью более 3 км. В позднем кайнозое он стал слоем трения в основании восточного аллохтона (СЗ коровая плита [1, 9]), поэтому термогенерация углеводородов связана, вероятно, в основном с теплом трения срыва. Этот вывод также подкрепляется отсутствием признаков миграции газа в верхней, слоистой части слоя 5 (автохтон) на профиле МОГТ 1, включая окна деколлемента в его кровле, имеющие, вероятно, эрозионную природу [6] (см. его временной разрез в [10]). Одновременно с термогенерацией углеводородов в слое трения происходит и «холодная» (если ориентироваться на известные данные по низкому кондуктивному теплопотоку на ложе океана [1, 12]) гранитизация осадочных толщ раннего Тетиса и подъем гранитных масс кверху в виде ядер протыкания или протрузий, формирующих по данным НСП многочисленные конические горы, холмы и гайоты (примеры см. в [1–10]).

В контексте работы упомянем, что газоносность (точнее только метаноносность) мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики в [10] связывают не с фациями раннего Тетиса, а с

серпентинизацией перидотитов в присутствии морской воды. Одно из возражений связано с трансгрессивным трендом кривой уровня Пацифики в кайнозое без участков падения (регрессий), другое – со строением магматических и метаморфических диапиров, в которых роль серпентинитов несущественна [12 и др.].

Выводы. По результатам нефтегазогеологической интерпретации данных высокочастотного НСП ИМГиГ и профиля МОГТ 1 в прикурильской части ложа СЗ Пацифики приходим к выводу о региональной, газо- и, возможно, нефтеносности мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла (котловина Тускарора, западный склон поднятия Шатского и абиссальный проход к югу от него). Коллектором углеводородов (газ и, возможно, нефть) являются закарстованные известняки поздней юры – раннего мела, а покрышкой – опаковый слой пестрых кремней и глин. Таким образом, данные МОВ намечают новую абиссальную нефтегазоносную провинцию, связанную с осадочными толщами раннего Тетиса (нефтегазоматеринский комплекс в слое 4) и их термогенерацией при неоген-четвертичном срыве слоев 1–4 (тепло трения [2, 6]). Поэтому необходима нефтегазогеологическая интерпретация полученных ранее временных разрезов НСП и МОГТ и по другим регионам ложа океана [2 и др.], особенно при выборе точек бурения, которая также позволит внести коррективы в существующие представления о геологическом строении, истории и обстановках формирования ложа Пацифики.

Литература

1. *Ломтев В.Л.* Новые данные по тектонике и магматизму СЗ Пацифики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. №4. С. 93–105.

2. *Ломтев В.Л.* К строению Магеллановых гор (ЮЗ Пацифика) // Там же. 2009. №4. С. 40–52.

3. *Ломтев В.Л.* Признаки газоносности чехла котловины Тускарора (СЗ Пацифика) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Мат-лы Всеросс. конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 285–288.

4. *Ломтев В.Л., Кононов В.Э., Гуринов М.Г.* АТЗ-гигант и газовые окна на профиле НСП №114 // Там же. С. 291–293.

5. *Ломтев В.Л., Жигулев В.В., Кононов В.Э., Агеев В.Н.* Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107–119.

6. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др.* Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же. С. 131–144.

7. *Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С.* Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.

8. *Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С.* Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чеха Северо-Западной плиты Тихого океана // Там же. С. 5–20.

9. *Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л.* Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Там же. С. 42–64.

10. *Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

11. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Недра, 1988. 168 с.

12. *Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

Н.А. Малышев, В.В. Обметко, В.А. Никишин[1]

Тектоника краевых частей осадочных бассейнов вблизи Пайхойско-Новоземельской складчатой области в связи с перспективами нефтегазоносности

В пределах Баренцево-Карского региона наиболее крупные перспективные объекты для поисков нефти и газа расположены на Пайхой-Приновоземельском шельфе, они связаны с валообразными поднятиями различного генезиса. Пайхойско-Новоземельская киммерийская складчато-надвиговая область разделяет осадочный чехол Баренцево-Карского региона на два бассейна: Печорско-Баренцевоморский и Южно-Карский. Разрез первого сложен породами палеозоя–мезозоя, второго – мезозоя–кайнозоя. Перед фронтом складчатой области (со стороны Баренцева моря) сформировался Приновоземельский выступ, южнее, в Печороморской части фиксируются фрагменты краевого прогиба. В тыловой (Карской) части складчатой области образовалась Припайхойско-Приновоземельская моноклиза.

В Печорской части шельфа в разрезе осадочного чехла перед о. Вайгач и южным островом архипелага Новая Земля прослеживаются северные впадины краевого прогиба (Коротаихинская и Приновозе-

[1] ОАО “НК «Роснефть»”, Москва, Россия

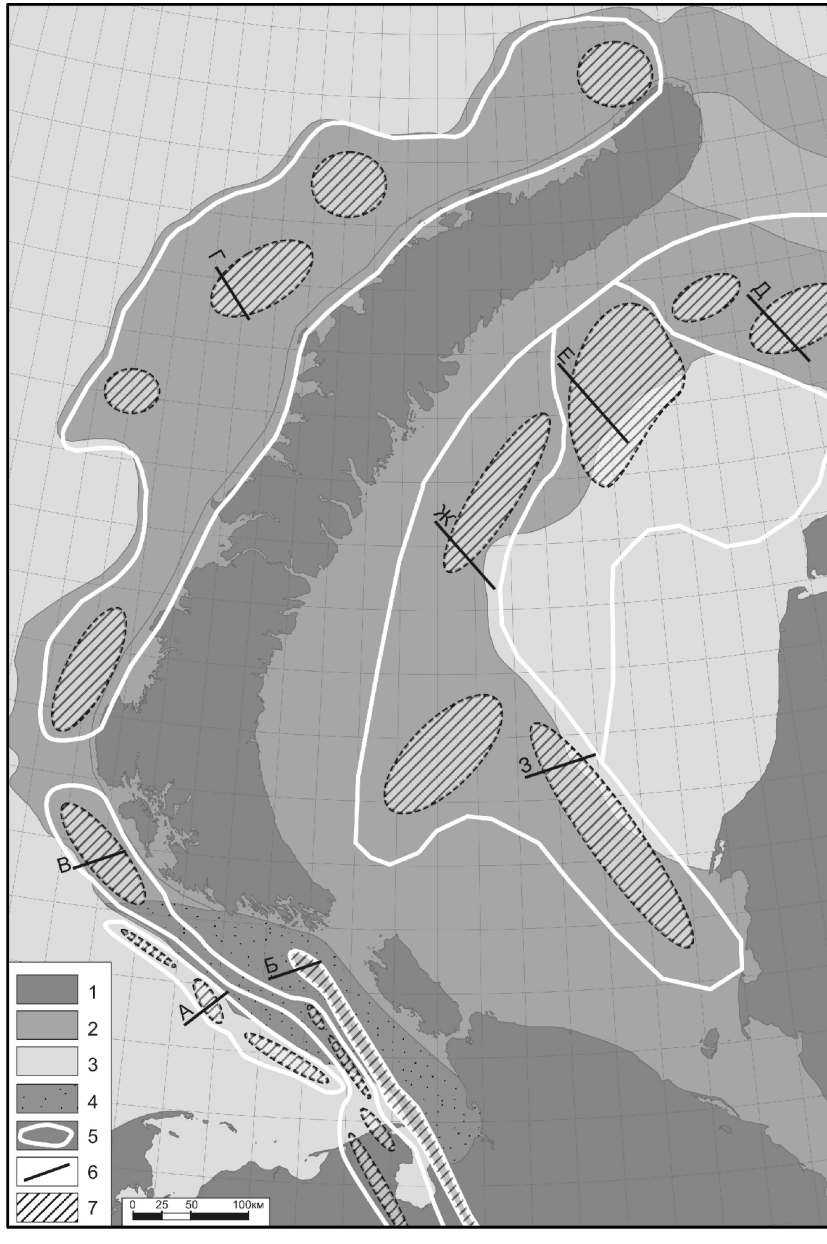


Рис. 1. *1* – суша; *2* – выступы, моноклизы; *3*, *4* – впадины: *3* – внутрибассейновые, *4* – краевого прогиба; *5* – тектонические зоны с различными типами валов; *6* – линии сейсмогеологических разрезов; *7* – перспективные на нефть и газ зоны

мельская), юго-западные борта которых обрамляются системой валов (Долгинским, Рахмановским и Папанинским) (рис. 1, 2А). Эти валы сформировались над приподнятыми блоками фундамента, связанными с развитыми к западу от них протяженных грабенообразных прогибов. Коротаихинскую и Приновоземельскую впадины осложняют линейные системы валов двух типов взбросо-надвиговые и транспрессионные. Первые приурочены к Вашуткино-Талотинской и Западно-Новоземельской надвиговым зонам (Михайловский, Логиновский и др. антиклинальные зоны) (рис. 1, 2Б), вторые связаны с протяженной сдвиговой зоной (Медынский, Матвеевский и другие валы).

В Баренцевоморской части шельфа впадины краевого прогиба не прослеживаются. Здесь Приновоземельский шельф морфологически представлен в виде выступа (крупной ступени), обрамляющей Восточно-Баренцевский мегапрогиб. На сейсмических профилях в пределах этого выступа наблюдается срезание пород триасового и, возможно, пермского комплексов. Можно предположить, что здесь существовали впадины краевого прогиба, однако в результате юрско-меловых тектонических движений и кайнозойского аплифта, большая часть разреза впадин вблизи складчатой области была эродирована. Перед южным островом архипелага Новая Земля выделяется крупный Костиншарский вал присдвиговой природы (рис. 1, 2В). Далее к северу перед центральной и северной частями архипелага в разрезе обособляется система валов, унаследованных от древних блоков фундамента (Дмитриевский, Адмиралтейский, Пахтусовский и Мыса Желания) (рис. 1, 2Г).

В пределах Карской части Приновоземельского шельфа по новейшим сейсмическим данным выделяются валы трех типов. На севере Приновоземельской моноклизы это древние, унаследованные от палеозойских блоков, структуры, рост которых происходил в раннемеловое время. Они выражены только в доверхнемеловом разрезе осадочного чехла (Рогозинский, Розевский и другие валы) (рис. 1, 2Д). В центральной части моноклизы развиты структуры с ростом в раннемеловое и палеогеновое время. Они проявлены по всему разрезу чехла (Университетский, Нансена и другие валы) (рис. 1, 2Е). В юго-западной и южной частях Приновоземельской моноклизы отмечаются преимущественно молодые структуры. Они сформировались в палеогеновое время и выражены по всему разрезу осадочного чехла (Татариновский, Мининский, Обручевский и другие валы) (рис. 1, 2Ж, З).

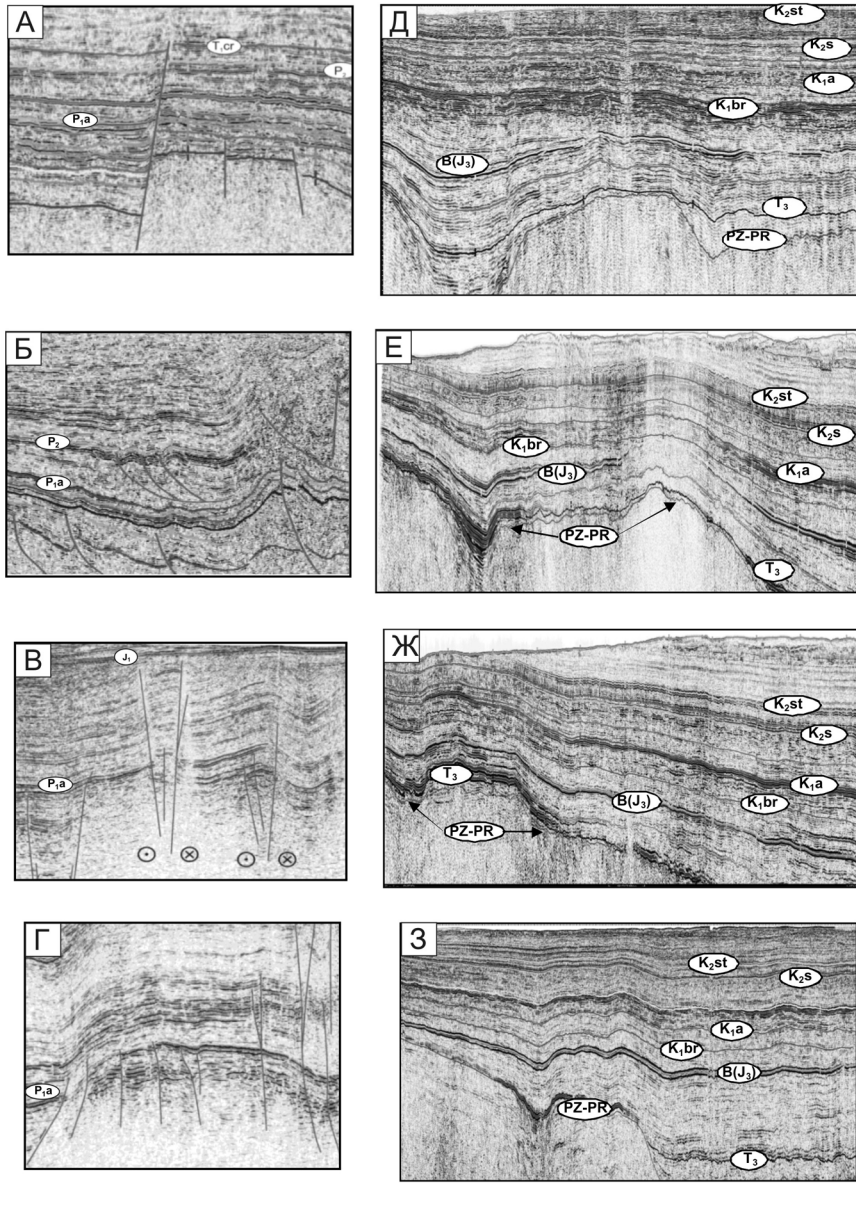


Рис. 2

В Баренцевоморской части Пайхойско-Приновоземельского шельфа в осадочном чехле коллекторские толщи развиты в верхнедевонском, каменноугольно-нижнепермском карбонатных и перм-

ско-триасовом терригенном комплексах. Они перекрыты региональными и зональными флюидоупорами (фаменские, тульские, ассельско-сакмарские и чаркобожские глинисто-карбонатные и глинистые образования). Хорошим нефтегенерационным потенциалом обладают депрессионные фации верхнего девона и перми. Основным генератором газа являются углистые толщи континентального триаса. Процессы нефтегенерации проходили в пермско-триасовое и юрское время, а газогенерации – в мел-кайнозойское. В Южно-Карской части шельфа коллекторы связаны с прибрежно-морскими песчаными образованиями юрско-нижнемелового комплекса. Верхнеюрские и верхнемеловые преимущественно глинистые породы являются региональными флюидоупорами. Основная нефтематеринская толща в разрезе – глины баженовской свиты. Процессы нефтегенерации начались в бортовой зоне Южно-Карского бассейна в меловое и продолжаются в настоящее время.

Расположение валов Пайхойско-Приновоземельского шельфа вблизи крупных очагов генерации УВ определяет высокие перспективы нефтегазоносности краевых зонах Печорско-Баренцевоморского и Южно-Карского бассейнов. Перспективные объекты связаны с локальными поднятиями, осложняющими валы. В Печорско-Баренцевоморской части акватории их размеры варьируют от 250 до 3000 км^2. Перспективными являются комплексы от девона до триаса. Здесь прогнозируются нефтяные, газовые и конденсатные скопления.

В Карской части Пайхойско-Приновоземельского шельфа размеры объектов изменяются от 650 до 1300 км^2. Перспективы связаны с юрско-меловыми комплексами, залегающими на доступных глубинах 1–3 км. Ожидаемый флюид в залежах – нефть и газ с конденсатом.

Н.А. Малышев[1], В.А. Никишин[1], А.М. Никишин[2], В.В. Обметко[1], Ю.В. Рейдик[1], Б.И. Ихсанов[1]

Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна и Северо-Сибирского порога

Работа основана на интерпретации новой сети сейсмических профилей выполненных СМНГ и МАГЭ. Также широко использованы региональные геологические данные. Новая тектоническая схема региона представлена на рис. 1, но мы отмечаем, что строение региона сложное и здесь представляется предварительная интерпретация

Северо-Карский бассейн имеет толщину осадков до 15–14 км и состоит из трех основных впадин: Присевероземельской, Уединения и Красноармейской, разделенных поднятиями. В бассейне выделяется минимум четыре мегасеквенции: синрифтовая, пострифтовая, постинверсионная и региональная чехольная. Примеры интерпретации сейсмических профилей показаны на рис. 2.

Осадочный чехол Северо-Карского бассейна непосредственно обнажается на Северной Земле, поэтому их характеризует сходство этапов геологической истории. На Северной Земле разрез осадочного чехла начинается с ордовика [1, 2], фундамент в основном сложен в разной степени деформированными и метаморфизованными сланцами и песчаниками неопротерозоя–кембрия. Основная фаза складчатости на Северной Земле была примерно на границе девона и карбона, так как известны молассы визейско-пермского возраста, несогласно перекрывающие складчатую структуру [2]. Поэтому мы считаем, что синрифтовая мегасеквенция Северо-Карского бассейна имеет примерно ордовикский возраст, а пострифтовая – силурийско-девонский. Главная фаза деформаций, эрозии и формирования инверсионных валов была примерно на границе девона и карбона. Позже шло формирование постинверсионной мегасеквенции карбоново-пермского (карбоново-триасового-?) возраста. В предюрское время была фаза регионального воздымания и эрозии. При этом, возможно, была дополнительная фаза роста валов. Юрско-меловые осадки регионально перекрывают бассейн, при этом ближе к Таймыру полого-складчатые деформации, вероятно, продолжались до мела.

[1] ОАО «НК «Роснефть», Москва, Россия
[2] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

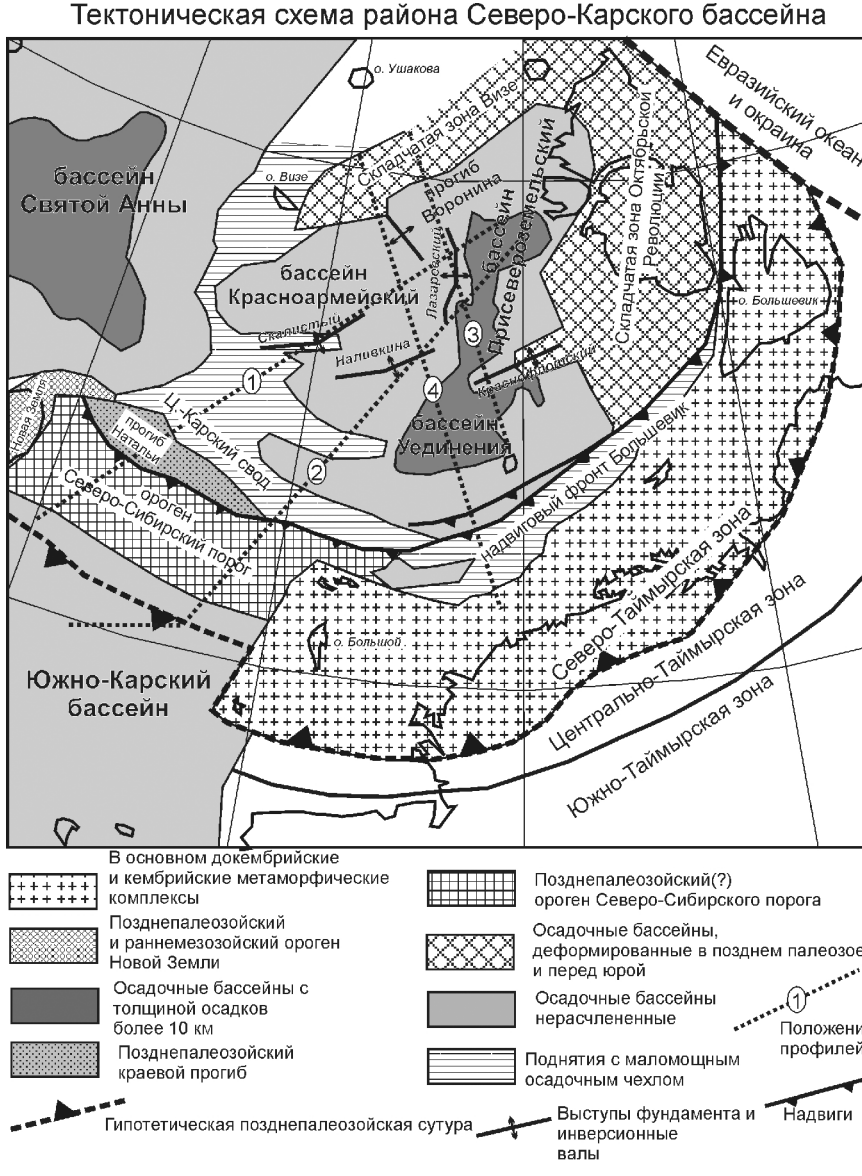


Рис. 1. Тектоническая схема района Северо-Карского бассейна

На острове Октябрьской Революции изучены раннеордовикские андезиты, трахиты и риолиты [1, 2], которые В.Ф. Проскурниным (устное сообщение) трактуются как надсубдукционные. Из этого сле-

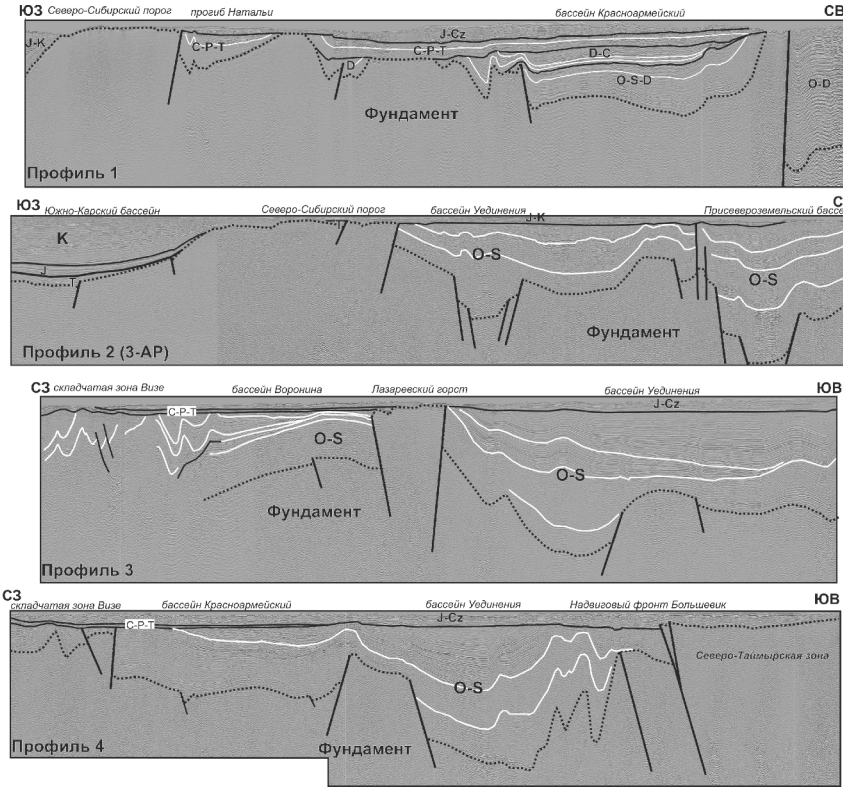


Рис. 2. Интерпретация сейсмических профилей для района Северо-Карского бассейна и Северо-Сибирского порога. Положение профилей показано на рис. 1. Белыми линиями показаны отдельные маркирующие горизонты

дует вероятность того, что Северо-Карский бассейн возник как надсубдукционный задуговой бассейн в тылу ордовикской вулканической дуги.

С юга Северо-Карский бассейн ограничен крупным поясом надвигов – надвиговым фронтом Большевик (название авторов в честь острова Большевик), главная фаза формирования которого была примерно в начале карбона, а дополнительная – в мезозое. Из этого следует, что и в Северо-Таймырской зоне была позднепалеозойская складчатость, а также то, что северная часть Таймыра ранее, вероятно, перекрывалась отложениями ордовика–девона. Надвиговый фронт Большевик, вероятно, сформировался вдоль пояса раннеордовикских рифтовых сбросов.

По северному краю Северо-Карского бассейна нами выделяется складчатая зона Визе (по названию соседнего одноименного острова) позднепалеозойского возраста. Здесь осадки бассейна деформированы в относительно простые складки. Эта складчатая зона переходит в складчатую зону Октябрьской Революции.

Северо-Сибирский порог находится на продолжение складчатой области Новой Земли и на продолжении пояса неопротерозойско-кембрийских пород Северо-Таймырской зоны. В его пределах выделяется пять мегасеквенций. Нижняя мегасексенция представлена «мутной» сейсмофацией и может быть либо фундаментом, либо сильно деформированным осадочным комплексом. Вторая мегасеквенция либо залегает на первой, либо ее фациально замещает. Это в разной степени деформированные складчатые комплексы условно ордовикско-девонского возраста. Третья мегасеквенция образует прогиб Натальи севернее Северо-Сибирского порога и по структуре подобна комплексу краевого прогиба для орогена Северо-Сибирского порога. По корреляциям сейсмических профилей возраст мегакомплекса карбон–пермь. Четвертая мегасеквенция – комплекс полуграбенов. Вероятно, это ранне-среднетриасовые грабены, аналогичные грабенам Южно-Карского бассейна. Пятая мегасексвенция – региональный чехол юрско-кайнозойского возраста.

Из наших построений следует, что зона Северо-Сибирского порога в ордовике–девоне была частью пассивной континентальной окраины. Примерно на границе девона и карбона была главная фаза складчатости и орогении. В карбоне–перми на фоне продолжающейся орогении в зоне Северо-Сибирского порога шло формирование краевого прогиба Натальи. В триасе, вероятно, была фаза рифтинга. В юре-мелу зона Северо-Сибирского порога эпизодически перекрывалась осадочным чехлом и испытывала фазы воздымания.

Литература

1. *Проскурнин В.Ф.* Новая вулканогенно-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности. Недра Таймыра. Сб. научных статей. Вып. 1. Норильск, 1995. С. 93-100.

2. *Lorenz H., Mannik P., Gee D., Proskurnin V.* Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 2008. V. 97. P. 519–547

Ю.Ф. Манилов, Е.Г. Иволга[1]

Тектоническая позиция и глубинное строение Буреинского осадочного бассейна

Буреинский осадочный бассейн является краевым прогибом, вытянут в меридиональном направлении, имеет крутой восточный и пологий западный борта, расположен на северо-восточной и восточной окраине Цзямусы-Малохинганского и северной окраине Турано-Чжангуцайлиньского массива [2, 6]. Бассейн сложен морскими нижне–среднеюрскими и пресноводно-континентальными отложениями верхней юры – мела мощностью до 5 км. По всему разрезу юрских отложений встречаются породы, содержащие вулканический материал. В структурном отношении выделяется 3 основных угленосных впадины: Огоджинская, Верхнебуреинская, Тырминская. Площадь бассейна 10.5 тыс. км^2.

Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы, прорванные разновозрастными гранитоидами. Прогиб является одним из перспективных объектов юга Дальнего Востока России для поисков промышленных скоплений углеводородов.

Актуальность изучения глубинного строения литосферы прогиба обусловлена: тектоническим положением, геодинамическими условиями его формирования и возможной нефтегазоносностью.

Конкретной задачей исследований являлось картирование основных элементов дизъюнктивной тектоники, выделение глубинных неоднородностей литосферы, морфологии и вещественного наполнения осадочного чехла и фундамента.

Использованы материалы:

1. Данные ГСЗ: р. Зея – р. Бурея [3], Свободный – Комсомольск-на-Амуре [5] и Тында-Амурзет [1]; МОВЗ [6].

2. Карты наблюденного поля силы тяжести Δg масштаба 1:200000, 1:500000.

3. Карт наблюденного магнитного поля масштаба 1:50000, 1:200000.

4. Геологической карты территории масштаба 1: 200000, 1:500000

5.Таблиц физических свойств горных пород.

6. Данные бурения.

[1] Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

В результате получены: карта мощности земной коры, плотностные разрезы литосферы до глубины 100 км, плотностные разрезы до глубины 10 км, карта изогипс фундамента, схема основных структур прогиба.

Карта мощности коры – результат геологического редуцирования и сейсмогравитационного моделирования на основе данных ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии. Геометрия геологического пространства определялась данными ГСЗ. В межпрофильном пространстве глубина поверхности Мохо получена по эмпирически подобранным уравнениям связи между редуцированным полем Δg и мощностью земной коры.

Плотностные разрезы – результат решения обратной задачи по алгоритму И.И. Приезжева [4]. Построенная карта изогипс – результат корреляции границ, полученных посредством МОВЗ, гравиметрии и бурения. Схема основных структур прогиба получена посредством комплексной интерпретации всего имеющегося в наличии геологического и геофизического материала.

Буреинский осадочный бассейн (рис. 1) расположен в области сочленения разнотипных аномалий границы Мохо. Для северной части характерна высокая дифференциации земной коры, а для южной – более спокойная морфология границы Мохоровичича. Под западным бортом мощность коры сокращается до 34 км (Кындалский грабен), в то время как на востоке она нарастает до 39–40 км (Восточным грабен). Мощность земной коры под южной частью бассейна (Чекундинский и Адниканский грабены) составляет 37–38 км.

Для выделения неоднородностей на разных уровнях литосферы применялись различные фильтрации наблюденных гравитационных и магнитных полей. Поля были разделены на две и более составляющих, более низкочастотные отражают информацию о глубокозалегающих источниках, а более высокочастотные связаны с неглубокозалегающими объектами.

Рассчитанные плотностные разрезы до глубины 100 км демонстрируют увеличение плотностных характеристик верхней части разреза, соответствующей земной коре, с севера на юг. В этом направлении наблюдается увеличение ее плотностной дифференциации, что свидетельствует об изменении состава земной коры с севера на юг – от преимущественно гранитоидного к метаморфогенному.

Изучение внутреннего строения бассейна проводилось на основе качественной и количественной интерпретации полей Δg, ΔT и МОВЗ. Первичный анализ полученных карт в сопоставлении с дан-

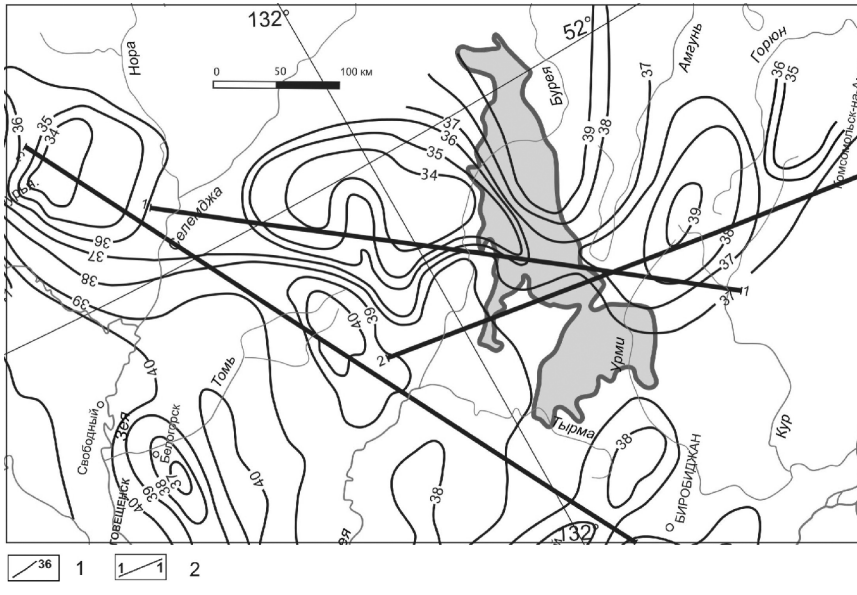


Рис. 1. Положение Буреинского осадочного бассейна на карте мощности земной коры

1 – мощность земной коры в км; 2 – профили ГСЗ

ными геологии и петрофизики, позволяет утверждать, что большинство локальных аномалий в пределах Буреинского бассейна отражают его структуру: отрицательные аномалии соответствуют наиболее глубоким грабенам, положительные – горстам. В разных частях бассейна они имеют различное простирание:

в северной части – широтное, в центральной – северное, северо-восточное, в южной – субмеридиональное и субширотное.

Вещественная дифференциация указанных структур выражена на плотностных разрезах до глубины 10 км. Полученные разрезы существенно различаются по плотностным характеристикам, где наблюдается та же закономерность нарастания плотности с севера на юг.

Выводы:

1) Для бассейна характерна высокая дифференциация земной коры по мощности и по составу, как с запада на восток, так и с севера на юг. Это, вероятно, обусловлено тектонической позицией бассейна на сочленении структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

2) Фундамент бассейна гетерогенен: на севере сложен породами преимущественно гранитоидного состава, в центральной и южной частях – преимущественно метаморфогенного.

3) Буреинский бассейн имеет сложное внутреннее блоковое строение. Наиболее глубокие грабены, с которым может быть связана нефтегазоносность, расположены в центральной части бассейна, имеют северо-восточное простирание.

Работа выполнена в рамках научного проекта ОНЗ РАН-1 «Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе».

Литература

1. *Золотов Е.Е., Ракитов В.А.* Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ //Региональная геология и металлогения. №10. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

2. *Кириллова Г.Л.* Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62-82.

3. *Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А. и др.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89-94.

4. *Никитин А.А., Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизической информации. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.

5. *Потапьев С.В., Спирина Е.Е. и др.* Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геол. 1979. № 3. С. 32-40.

6. *Рейнлиб Э.Л.* Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 78-84.

А.В. Маслов, Г.А. Петров[1]

К вопросу о природе седиментационных бассейнов рифея и венда Южного и Среднего Урала

История пристального изучения допалеозойских (рифейско-вендских или мезо-неопротерозойских) осадочных последовательностей западного склона Южного и Среднего Урала насчитывает уже более 70–80 лет. Современный взгляд на особенности их формирования можно найти в работе В.Н. Пучкова (2010, с. 21): «Большая часть этого чрезвычайно длительного периода может быть охарактеризована как развитие глубокого эпикратонного осадочного бассейна, отчасти в условиях аридного климата, осложненное (и, по-видимому, в определенной мере обусловленное) эпизодами рифтогенеза … Бассейн был тесно связан с авлакогенами края Восточно-Европейской платформы …, образуя с ними единое целое, возможно, в виде тройного сочленения. Основным источником терригенного материала для этого бассейна в рифее был поднятый на поверхность кристаллический фундамент кратона. Лишь в венде … источник терригенного материала кардинально сменился …, и начала формироваться моласса, поскольку значительная (восточная) часть бассейна испытала коллизию, орогенез, метаморфизм …, и на ее месте возник складчатый пояс тиманид – возрастной аналог кадомид …». Однако все ли здесь так просто?

Анализ характера строения разрезов, состава отложений, а также ряда других данных по довендским осадочным ассоциациям западной мегазоны Урала, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей показывает, что в целом история формирования седиментационных бассейнов, существовавших в рифее на рассматриваемой территории может быть разбита на два этапа: ранне-среднерифейский и позднерифейский (Маслов и др., 2002). Основными поставщиками обломочного материала на всем протяжении рифея выступали восточные районы Русской платформы. Накопление осадков происходило преимущественно в семиаридных обстановках. Среди карбонатных и силикокластических образований рифея основное место занимают мелководные и прибрежно-бассейновые отложения. В раннем и среднем рифее основными типами седиментационных бассейнов были, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные моря. Особенности строения и пространственного распределе-

[1] Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ния осадочных образований позднего рифея позволяют предполагать появление в его середине или конце крупного перикратонного бассейна/пассивной окраины, охватившего/шей всю восточную и северо-восточную периферию Восточно-Европейского кратона. На это указывает значительное литологическое сходство осадочных ассоциаций базальных уровней каратавия на Южном и Среднем Урале, Полюдовом кряже, Тимане, а также северном побережье Кольского полуострова.

Отложения ашинской серии венда несогласно перекрывают на Южном Урале различные горизонты каратауской серии. На западном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА) на глинистых известняках катавской свиты залегает толпаровская свита с конгломератами в основании (600–650 м), представленная грубоплитчатыми желтовато-серыми и серыми песчаниками с маломощными прослоями гравелитов, конгломератов и, редко, аргиллитов. Породы толпаровской свиты перекрыты отложениями суировской свиты (~300 м), объединяющей алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников и пластами микститов. Модельный изотопный возраст (Rb-Sr метод) тонкой фракции аргиллитов данного уровня оценивается в 638 ± 70 млн лет (Горожанин, 1995). Отложения толпаровской и суировской свит выполняют крупную врезанную долину (Келлер и др., 1984), формирование которой было связано, возможно, с гляциоэвстатическими событиями (Маслов, 2000). Более широко распространена бакеевская свита (до 140 м), параллелизуемая рядом исследователей с двумя указанными выше свитами, и сложенная табачными и светлыми зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с глауконитом (617 ± 12 млн лет, Rb-Sr метод, (Горожанин, 1995) и, в ряде разрезов, глинистыми сланцами и аргиллитами. Вышележащая урюкская свита (200–300 м) объединяет аркозовые и субаркозовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Перекрывающая ее басинская свита (до 1000 м) представлена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, пестро- и зеленоцветными глинистыми сланцами и алевролитами. Кук-караукская свита (200–250 м) слагается мелко- и среднегалечниковыми конгломератами и в подчиненном количестве песчаниками и алевролитами. Завершающая разрез серии зиганская свита (500–600 м) объединяет неравномерно переслаивающиеся серо- и зеленоцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты; подчиненную роль здесь играют гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты.

Какие из слагающих ашинскую серию литостратиграфических подразделений можно действительно считать молассой, и какой тип бассейна существовал в бакеевско-зиганское время на территории современного БМА? Если обратиться к Альпам, классическому региону развития предгорных прогибов, то мы увидим, что на начальной стадии развития складчато-надвигового пояса перед ним закладывается относительно узкий и глубокий передовой прогиб, который впоследствии, под влиянием нагрузки со стороны растущего орогена, расширяется в сторону платформы и превращается в мелководно-морской или континентальный молассовый бассейн. Для первой стадии развития большинства предгорных бассейнов на северной периферии Альпийского пояса характерна глубоководная, в том числе турбидитовая, седиментация в недокомпенсированных обстановках и поступление существенной части кластики со стороны платформы (Sinclair, Allen, 1992; Lihou, Allen, 1996; DeCelles, Giles, 1996; Sinclair, 1997). Второй стадии присуще накопление мелководно-морских и континентальных отложений, которые собственно и рассматриваются как моласса (Carruba et al., 2006 и др.). Осадочная последовательность ашинской серии БМА достаточно хорошо разделяется на две части, из которых нижняя, бакеевско-урюкская, может быть с той или иной долей условности соотнесена с отложениями первой стадии развития альпийских предгорных прогибов, а верхняя, басинско-зиганская, сопоставима с молассовыми образованиями.

Допалеозойские осадочные образования западного склона Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (ККМА) Среднего Урала представлены кедровской и басегской сериями (верхний рифей), а также серебрянской и сылвицкой сериями венда. Кедровская серия объединяет синегорскую и клыктанскую свиты. Синегорская свита (более 2000 м) слагается кварцитами, сланцами и филлитами с прослоями песчаников и гравелитов. Накопление отложений данного уровня происходило в континентальных, прибрежно- и мелководно-морских обстановках при крайне незначительных глубинах бассейна. Клыктанская свита (1300–1500 м) объединяет сланцы и филлиты с прослоями и пачками кварцито-песчаников и карбонатных пород. Слагающие ее осадочные образования формировались, по всей видимости, в прибрежно- и мелководно-морских обстановках. Перекрывающая басегская серия включает три свиты. Ослянская свита (100–300 м) объединяет песчаники и кварцито-песчаники с прослоями филлитовидных сланцев. Федотовская свита (500–2000 м) представлена преимущественно глинистыми и углеродистыми филлито-

видными сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Усьвинская свита (300–1200 м) слагается зеленовато- и пестроцветными глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Щегровитская свита (до 1000 м), по данным С.Б. Суслова и В.Н. Зорина (2005) завершающая разрез басегской серии, объединяет лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов с прослоями сланцев хлорит-серицит-кварцевых и кварцитопесчаников; в верхней части разреза преобладают умеренно-щелочные вулканиты (трахибазальты, трахиандезиты, латиты). Общий облик и архитектура отложений обеих охарактеризованных выше серий сопоставимы с аналогичными харктеристиками типового разреза каратавия. Вместе с тем в верхней трети верхнерифейской последовательности ККМА присутствуют вулканогенные образования, что не типично, как мы видели выше, для Южного Урала (за исключением аршинской свиты). Еще более существенна их роль среди осадочных образований серебрянской серии. В поле распространения последних локализованы сарановский, щегровитский, кваркушский, гранит-риолитовый, шпалорезовский, дворецкий, благодатский, кусьинский, троицкий, вильвинский и журавликский, а на южном продолжении Ляпинско-Кутимского антиклинория – колпаковский и европейский магматические комплексы (Петров и др., 2005). В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева (2000) рассматривают эти комплексы как продукты низкоскоростного раздвига. Е.В. Карпухина с соавторами (2001) пришла к выводу о том, что дворецкий, кусьинский и благодатский комплексы являются производными одного мантийного плюма, который по изотопно-геохимическим особенностям сопоставим с современными плюмами. По данным (Петров и др., 2005), на территории ККМА наблюдается латеральная геохимическая зональность допалеозойского магматизма. Предполагается, что магматические породы дворецкого, шпалорезовского и кусьинского комплексов образовались из расплавов, сформированных в наиболее глубинном очаге, расположенном на уровне гранатовой и алмазной фации глубинности. Залегающие севернее вулканиты благодатского и кваркушского комплексов имеют в целом меньшие содержания РЗЭ и некогерентных элементов. Распространенные в восточной части ККМА габброиды, долериты и пикриты вильвинского и журавликского комплексов характеризуются значительно меньшими содержаниями РЗЭ; в составе названных комплексов появляются породы с геохимическими параметрами MOR-базальтов, что свидетельствует о генерации их в малоглубинных очагах и деплетированном характере источника. По мнению Г.А.

Петрова, латеральная зональность магматизма обусловлена разной интенсивностью флюидно-магматических потоков в центральной части плюма и на его периферии или же вызвана различиями в составе, мощности, тектонической раздробленности литосферы. Предполагается, что имеется определенная связь между процессами щелочного магматизма, приуроченным к завершающим этапам формирования крупных осадочных серий, и формированием грубообломочных комплексов. Так, позднерифейский щегровитский комплекс, залегает стратиграфически ниже редкогалечниковых конгломератов танинской свиты серебрянской серии. Вулканиты и комагматичные им образования дворецкого, благодатского и шпалорезовского комплексов венда располагаются стратиграфически ниже редкогалечниковых конгломератов старопечнинской свиты сылвицкой серии. Не исключено, что этапы внедрения глубинных расплавов можно коррелировать с эпохами максимальной тектонической активности и формированием в верхней коре над поднимающимися потоками тепла и вещества рифтовых структур. Последние, как известно, достаточно часто сопровождаются весьма расчлененным рельефом. Таким образом, исходя из индикаторных особенностей магматических комплексов, ассоциирующих с отложениями серебрянской серии ККМА, можно видеть, что сценарий развития территории западного склона Среднего Урала на рубеже позднего рифея/венда существенно отличается от того, что предполагается для западного склона Южного Урала. Показательно также и то, что сылвицкая серия, сопоставляемая здесь со средней и верхней частями ашинской серии, по своему формационному облику является не молассой, а, скорее, шлиром (Гражданкин и др., 2010). Установить причины такого отличия – задача ближайшего будущего. Не исключено, что предгорный бассейн вендского орогена развивался в пределах ККМА в обстановке трансформного режима (косой коллизии), что привело к формированию глубинных шовных зон, дренировавших различные уровни верхней мантии и вмещающих продукты разноглубинного мантийного магматизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00279) и проекта в рамках Программы ОНЗ РАН № 10.

В.Д. Мац[1]

История развития седиментационных бассейнов и структур Байкальской рифтовой впадины

Детальные литолого-стратиграфические исследования отложений Байкальской впадины (БВ) [1] и их корреляция[2] с результатами сейсмостратиграфических исследований ее донных отложений [3] и отложений Предбайкальского предгорного прогиба [4], с учетом результатов структурных [5 и мн. др.]; и глубинных исследований [6–8 и др.] позволили сформулировать новую модель трехстадийного развития Байкальского рифта (БР) [2]. Эта модель наследует представления Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева [9] о делении истории БР на раннеорогенную и позднеорогенную стадии, но в отличие от них продлевает историю БР до позднего мела, и включает третью – доорогенную (раннерифтовую) стадию.

Начало формирования БВ и седиментационных бассейнов в ее контурах отнесено к предмаастрихту, т.е. ко времени около 70 млн лет тому назад. Их развитие и преобразования продолжаются до наших дней и включает три стадии и ряд подстадий, разделенных тектоническими фазами.

Ранняя стадия – 70–30 Ма, доорогенная. Охватывает временной отрезок от позднего мела до раннего олигоцена включительно. Предшествующий отрезок мезозоя характеризовался напряжениями сжатия [10] и формированием горных сооружений и предгорных прогибов на границах с Сибирской платформой. В предмаастрихте этот режим сменился длительной эпохой резкого ослабления вертикальных тектонических движений, формирования пенепленов и коры выветривания – каолинитовой в предмаастрихте и латерит-каолинитовой со средины палеоцена и до средины олигоцена.

С этого времени, т. е. задолго до Индо-Евразиатского столкновения, началось формирование Байкальского рифта (БР), который на ранней стадии не имел с ним ничего общего.

Это было время жаркого влажного климата (квазитропического), резкого ослабления вертикальных тектонических движений, повсеместного в Евразии формирования пенепленов с развивающейся латерит-каолинитовой корой выветривания (КВ), отсутствия крупных орографических преград во Внутренней Азии, экспансии теплолю-

[1] Лимнологический институт СО РАН; matsvic@bezeqint.net

бивых фито- и зооценозов до крайних северных пределов Азии [11, 12], открытости недр, фиксируемой массовыми излияниями базальтов и гидротермальными проявлениями. Все это свидетельствует о сглаженности рельефа подошвы земной коры и господстве напряжений общего растяжения, что могло быть связано с пульсацией объема Земли в фазу его увеличения [13]. В этих условиях в связи с «зонами слабости» в древних тектонических швах (в данном случае литосферный шов на границе Сибирской платформы с Центрально Азиатским складчатым поясом – краевой шов Сибирской платформы) общее рассеянное растяжение реализовалось в виде линейных структур растяжения, связанных с ориентированным вкрест простирания (СЗ-ЮВ) напряжением растяжения. Эти напряжения послужили причиной начального этапа формирования БР. Таким образом формирование рифта проходило в соответствии с пассивной моделью.

Краевой шов Сибирской платформы на протяжении всей геологической истории юга Восточной Сибири (в современных координатах) играл определяющую роль в геологическом развитии региона. С докембрия и до кайнозоя включительно с ним были связаны грандиозные перемещения горных масс. Он служил зоной субдукции Центрально-Азиатского складчатого пояса под Сибирский кратон, реализовавшейся в геологической структуре земной коры и глубинной структуре региона системой покровов, шарьяжей, надвигов, субгоризонтальных разделов. Надвиговые структуры эпох сжатия неоднократно возобновлялись, сменяясь эпохами растяжения, в ходе которых надвиги преобразовывались в листрические сбросы. Наиболее молодые движения задокументированы в надвигах юры на архей на юге Сибирской платформы и надвигах, протягивающихся вдоль западной границы БР, в которых докембрийские образования надвинуты на маастрихт-палеогеновые морфрструктуры [14]. Структуры растяжения – листрические шарнирные сбросы, наглядно выражены в Приморской разломной зоне и общей структуре БР. Структуры литосферного шва служили «рельсами», по которым горные массы Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого комплекса неоднократно перемещались в обе стороны то к юго-востоку, то к северо-западу.

Возвращаясь к ранней стадии развития БР, отметим, что в области БВ, охватывая Южно- и Среднебайкальскую впадины сформировались частные впадины-бассейны, заполнявшиеся осадками, общей мощностью около 4–4.5 км, в виде клина. Депоцентры клина прижаты к западному ограничению впадин, вдоль которого следует Обручевский сброс, простирающийся к СВ55*. БВ представляла односто-

ронний грабен, формирование которого обусловлено растягивающими напряжениями, ориентированными к ЮВ 140–145* [3]. Грабен (рифтовая впадина) формировался на фоне выровненных пространств исходного пенеплена, в виде щелевого рифта.

В контурах Южно- и Среднебайкальских впадин сформировались сравнительно крупные озера. В них накапливались мономиктовые продукты плоскостного смыва латерит-каолинитовой КВ – мелкоземистые каолинитовые глины внутренней фации бассейна, замещающиеся в западных береговых фациях кварцевыми гравийно-мелкогалечными отложениями и осадками крупной дельты Палеоселенги у восточного борта. По-видимому дельтовые образования представляют древнейшие, верхнемеловые [15], нефтематеринские отложения БВ. По особенностям химического состава отложения близки осадкам жарких тропических-субтропических регионов,

На окружающих плоских водоразделах формировались делювиально-пролювиальные каолинитовые глины, в примыкающих с запада депрессиях, в малых озерно-болотных бассейнах, в речных долинах и на пенепленизированных равнинах накапливались толщи, включающие латеритные продукты. Общее распределение морфоструктур этого времени близко соответствует их современному распределению.

Северобайкальская впадина оставалась суходольной. Там отложения ранней стадии отсутствуют.

Средняя стадия, 30–3.5 млн лет, раннеорогенная. Охватывает временной отрезок от позднего олигоцена до средины плиоцена. Это время характеризуется климатом субтропиков, в первой половине времени влажных, а в последствии аридных–семиаридных. С этого времени напряжения продуцировались фронтом Индо-Евразиатской коллизии, достигшим Байкальский регион около 30 Ма тому назад. Начались умеренные поднятия сухопутей, окружающих БВ и эрозионное (эрозионно-тектоническое) расчленение исходного пенеплена. В рифтовой зоне сформировались напряжения транспрессивные (косого сжатия) и транстенсивные (косого растяжения), ориентированные в СВ-ЮЗ направлении, вдоль рифтовой зоны [3, 5 и мн. др.], Односторонний грабен раннего этапа был преобразован в двухсторонний грабен, ограниченный листрическими сбросами [3, 16]. Таким образом, рифтогенез на средней стадии не соответствует ни пассивной, ни активной моделям и должен быть выделен в самостоятельный, который может быть назван импактогенным.

В бассейны седиментации поступали продукты линейного размыва пород фундамента, в том числе и за пределами зоны выветрива-

ния, формировались полимиктовые (граувакковые) песчано-алевритовые, угленосные в краевых зонах, и грубообломочные (в конусах выноса) отложения нижнемолассовой формации, мощностью до 1000–1500 м. В зоне впадения крупных притоков – Палеоселенги, Палеобаргузина, Верхней Палеоангары формировались дельтовые комплексы, с которыми было связано поступление с суши значительных масс растительного детрита, служившего материалом для образования нефтематеринских отложений [15]. По особенностям химического состава отложения близки осадкам энсиалических геосинклиналей.

В Южно- и Среднебайкальских впадинах озера раннего этапа слились в единый крупный глубоководный (400–500 м) бассейн, в котором накапливались отложения нижнемолассовой формации. Северобайкальская впадина отделялась сухопутным Ольхон-Академическим поднятием, по диагонали пересекавшем БР.

В Северобайкальской впадине отложения среднего этапа разделены тектонической фазой на границе среднего и позднего миоцена (около 10 млн лет – названа северобайкальской) на два подэтапа. На раннем подэтапе в понижениях вдоль западного борта и в Маломорском окончании Северобайкальской впадины были распространены малые засолоненные озерные и озерно-болотные бассейны, а вдоль восточного борта протекала Верхняя Палеоангара, впадавшая в Среднебайкальское озеро в районе современного СВ окончания п-ова Святой Нос. В месте ее впадения сформировалась крупная палеодельта. По ней, в БВ также поступала масса растительного детрита, пополнявшего резерв нефтематеринского вещества. Но с позднего миоцена, в связи аридизацией климата и изменением ландшафтной обстановки – лесные ландшафты сменились ландшафтами степей-полупустынь, пополнение резерва практически прекратилось. На границе среднего и позднего миоцена, в связи с северобайкальской тектонической фазой, началась трансгрессия озерных вод южных впадин в Северобайкальскую по проливу, образовавшемуся в понижении рельефа сухопутной перегородки Академического хребта в его средней части – аналог современного пролива Малые Ольхонские ворота. По мере развития трансгрессии в Северобайкальской впадине началось формирование крупного пресноводного озера (Северный Байкал), постепенно занявшего всю впадину.

Поздняя стадия – 3.5–0 млн лет, позднеорогенная. Охватывает временной интервал от позднего плиоцена до наших дней. На протяжении этого времени климатическая обстановка изменилась от сухих

субтропиков до умеренной и нивальной, характерной для четвертичного периода. Основной перелом произошел около 1.8–1.6 млн лет, когда периодически возникали глубокие похолодания, приводившие к оледенениям гор Прибайкалья. В связи с ландшафтно-климатическими изменениями, на этой стадии вряд ли в бассейн поступало заметное количество нефтематеринского вещества.

Существенно изменились морфоструктурная обстановка и характер тектонических напряжений. Начались существенные поднятия пространств, окружающих БВ, поднятые плечи БР превратились в альпинотипные и гольцовые высоко- и среднегорные сооружения. Начался рост Байкальского сводового поднятия произошла перестройка речных систем – ранняя продольная ориентировка, сменилась поперечной, при которой реки стекали со склонов свода и, главное, возобновились покровно-надвиговые движения вдоль западного поднятого плеча рифта. Горы западного поднятого плеча оказались надвинутыми на реликты исходного пенеплена, свидетельствуя о напряжениях сжатия в этих частях рифтовой структуры. Впадины рифта вновь были превращены в односторонние грабены, в которых действовали растягивающие напряжения, ориентированные по направлению СЗ-ЮВ [3].

По [7] источником действующих напряжений служили поднятия плюмов и растечение астеносферного вещества, располагающегося в глубинной зоне под Байкальской рифтовой зоной. Если исходить из этой модели, то она соответствует механизму активного рифтогенеза. Однако, согласно новейшим исследованиям глубинных зон региона под рифтом отсутствуют разуплотненные массы и там выделяется высокоскоростные образования фундамента Сибирской платформы, пододвинутые под Забайкалье [17]. По видимому решение этих дискуссионных построений требует времени.

Литература

1. *Мац В.Д.* (Ред.). Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 252 с.

2. *Mats V.D., Perepelova T.I.* A new perspective on evolution of the Baikal Rift // Geoscience Frontiers. 2011. V. 2, N 3. P. 349-365.

3. *Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.* Новые данные по истории Байкала, результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. №3. С. 46-58.

4. *Павлов С.Ф., Кашик А.С., Ломоносов и др.* Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.

5. *Delvaux D., Moyes R., Stapet G. et al.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region. Central Asia. Part II. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. P. 1-38.

6. *Леви К.Г., Шерман С.И.* (ред.). Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.

7. *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 669-682.

8. *Mordvinova V., Treussov A., Tiberi C. et al.* P-teleseismic tomography in Southerm Sibiria and Mongolia: evidence for apweling mantle flows. Abstract Book. 2010. European Seismological Commission. 32nd General Assembly. Septembr 6–10. Montpellier, France. P. 182.

9. *Logachev N.A., Florensov N.A.* The Baikal system of rift valleys // Tectonophysics. V. 45. P. 1-13.

10. *Delvaus D., Moyes R., Stapel G. et al.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region / Central Asia. Part I; Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. V. 252. P. 61-101.

11. *Мартинсон Г.Г.* Палеогеновый этап развития крупных озер Северо-Восточной Азии и их малакофауна // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, №3. С. 279-286.

12. *Волкова В.С., Кузьмина О.Б.* Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен–эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика. Т. 46, №8. С. 844-855.

13. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. №5. С. 3-24.

14 *Мац В.Д., Ефимова И.М.* Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология. 2010. №1. С.67-77.

15. *Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.Н.* Нефтегазоносность отложений озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №12. С. 1346-1356.

16. *Mats V.D.* The Structure and development of the Baikal rift depression // Earth Sci. Rev. V. 34, N 2. P. 81-118.

29. *Мордвинова В.В.* Геодинамика Байкальской рифтовой зоны в свете скоростных моделей глубинной структуры Азии.

И.М. Мерцалов[1]

Гидротермальное происхождение вторичных коллекторов углеводородов и геофизических разделов в литосфере

В осадочных бассейнах субвертикальные геофизические аномалии «высокой интенсивности сейсмической записи», имеющие форму перевернутых вытянутых по вертикали конусов, наиболее тесно группируются под месторождениями УВ. Установлено, что они совпадают с зонами повышенной трещиноватости и гидротермальной проработки горных пород и интерпретируются как «следы», «трубы», «каналы» восходящей миграции глубинных «флюидов» [2, 12]. Тем не менее «вопросы интерпретации подобной совмещенности и природы аномалий остаются нерешенными» [2] и, вероятно, как следствие этого, «геофизические методы поисков ... не обеспечивают надежного определения местонахождений продуктивных залежей углеводородов». При «глубинах свыше 2–3 км практически только одна из 3–5 пробуренных поисковых скважин обнаруживает продуктивную залежь, а остальные оказываются или сухими или же мало дебитными» [6].

Сам факт существования залежей углеводородов (УВ), как и гидротермальных рудных тел, свидетельствует о способности их компонентов при участии водных растворов мобилизовываться и переходить из рассеянного состояния в «ловушки» под водоупорные покрышки. То, что аномально высокие пластовые давления (АВПД) глубинных гидросистем устраняются только через скважины, притом за считанные годы, в геологическом масштабе времени за мгновение, свидетельствуют о надежности и продолжительности их естественной гидрогеологической изоляции от поверхности [3, 10].

Осадочные толщи увлекают на глубину «свободную» жидкую воду в пластах-коллекторах, пронизанных системой эффективной пористости [4]. После погребения на определенные глубины под воздействием геотермического градиента подошва коллекторов корродируется, а эффективная пористость под водоупорной кровлей заполняется компонентами, «изгоняемыми» из более нагретой подошвы. «Изгоями» оказываются не самые растворимые в воде, а гидролитофобные «летучие» с ковалентными связями их элементарных частиц [8]. Образуемые ими минеральные парагенезисы подчиняют-

[1] ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

ся правилу фаз Гиббса, справедливого, по заключению автора этого правила, для процессов в закрытых системах. Только сам рабочий раствор является проходящим по отношению к вмещающим его породам. Эксперименты с применением автоклавов и движение газово-жидких включений в минералах в поле температурного градиента [1, 14] позволяют оценить перемещение крупных, объемом в куб. км, природных закрытых систем в глубину со скоростью порядка 1 мм за год, т. е. 1 км за миллион лет. Расстояния, которые проходит гидросистема сквозь вмещающие породы за геологическое время, могут во много раз превосходить вертикальные параметры самой системы, а масса пород, тщательно ею обработанных, в еще большее число раз превосходит массу рабочего раствора [7, 9]. Полости растворения и каркасы минералов, «выщелоченных» в корневой зоне системы, постепенно оказываются в зоне отложения, куда поступает материал с еще более глубоких уровней, достигаемых агрессивными корнями системы.

УВ, более летучие, чем компоненты твердой фазы, оказываются самыми верхними и ранними в прерывистом ряду гидротермальных объектов, формирующихся в осадочных бассейнах. При докритических температурах газы и жидкие углеводороды скапливаются под наиболее поднятыми частями кровли коллектора. Газоводяной или водонефтяной контакт для компонентов твердой фазы оказывается труднопреодолимым барьером и они в основной своей массе вынуждены отлагаться под ним, изолируя легкую «шапку» от продолжающей смещаться вниз рабочей гидросистемы. В породе остаются газовые включения самого разного размера и формы, насыщенные и пресным водяным паром. Такие потери все более уменьшают объем гидросистем и повышают концентрацию их рабочего раствора, вплоть до крепких, более агрессивных рассолов. «Избавляющаяся» от упругой газовой фазы система при дальнейшем погружении и нагреве приобретает большую способность производить гидроразрывы, дополняя свой коллектор трещинными емкостями. Большинство трещин гидроразрыва ориентированы вкрест горизонтальных сжимающих напряжений в породе, обычно несколько меньших и более дискретных, чем вертикальные. Нарушая взаимоизоляцию систем и импульсивно активизируя все процессы переноса, гидроразрывы приводят к перетокам УВ или наложению материала нижней системы на парагенезисы вышерасположенной (в рудных телах – пульсационной «зональности»). УВ из первичных пластовых коллекторов переходят в кавернозные и трещинные. Резко нарушается приуроченность залежей УВ к купольным структурам осадочных толщ.

При пересечении «критической» для водных растворов геоизотермы (около 400°С) в гидросистемах исчезает геохимический барьер и газы, нефть и водный раствор превращаются в единый гомогенный «флюид», значительно более плотный, чем газы. При отсутствии газовых «шапок» уменьшается и масса оставляемых в породе включений. Изменение количества и состава включений может влиять на скорость сейсмических волн в насыщенном ими субстрате. Не этим ли обусловлена природа многих геофизических разделов в континентальной «коре»?

Перемещение гидросистем по модели «движущихся автоклавов» прекращается на глубинах, где флюид в роли флюса начинает способствовать плавлению силикатов [13]. «Гидросистемами» без жесткого каркаса становятся расплавы. Выясняется причина насыщенности магматических расплавов флюидом с тем или иным количеством УВ. Возникают «аномальные» геофизические разделы. Граница «коры» и «мантии» может быть нижним рубежом нагнетания в недра значительных количеств воды, вошедшей в состав ею же создаваемых расплавов, «астеносферы». При отсутствии или дефиците воды ниже ее конечной остановки субстрат уже не плавится и, даже будучи перегретым, не утрачивает своей упругости. Возникшие «разделы» сохраняются и перемещаются вместе с субстратом до тех пор, пока их не начнут «стирать» новые автоклавы при очередной гидрогеологической активизации недр.

Литература

1. *Гегузин Я.Е., Дзюба А.С., Кружанов В.С.* Кинематогоафическое исследование механизма и кинетики миграции включений водных растворов в минералах в поле температурного градиента // Флюидный режим земной коры и верхней мантии: Тез. докл. Иркутск, 1977. С. 16-20.

2. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* Некоторые аспекты дегазации Земли и нефтегазоносность // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 125-130.

3. *Добрынин В.М., Серебряков В.А.* Методы прогнозирования аномальновысоких пластовых давлений. М.: Недра, 1978. 232 с.

4. *Киссин И.Г.* Вода под землей. М.: Наука, 1976. 135 с.

5. *Кульчицкий Л.И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М.: Недра, 1976. 212 с.

6. *Мельников В.П., Лисов В.И., Брюховецкий О.С., Бобровников Л.З.* Бинарная технология поисков нефтегазовых залежей // Доклады X международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 3. М.: Изд. «Экстра-Принт», 2011. С. 275.

7. *Мерцалов И.М.* К теории гидротермального рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. №8. С. 16-23.

8. *Мерцалов И.М.* Поляризационная трактовка переноса сульфидов, вытекающая из сопоставления их растворимости с летучестью // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1977. №7. С. 39-43.

9. *Мерцалов И.М.* О роли воды в первичной миграции и накоплении углеводородов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, №3. С. 682-684.

10. *Мерцалов И.М.* Основная причина надежной самоизоляции нефтяных и газовых залежей // Система «Планета Земля». М.: РОО «Гармония», 2004. С. 314-317.

11. *Мерцалов И.М.* Глубинные гидросистемы – сепараторы литофобных веществ // Материалы конференции «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти В.Е.Хаина. 2011. (http://khain2011.web.ru). С. 1253–1258.

12. *Поликарпов В.К., Ладнер Г.А.* «Трубы» углеводородной дегазации как механизм возобновления месторождений углеводородов и базисная посылка для прогноза нефтегазоперспективных зон // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 419-421.

13. *Хитаров Н.И.* Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АН СССР, 1962.

14. *Шмулович К.И.* Фазовые равновесия и миграция флюида в кристаллических породах // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 657-659.

Г.А. Мизенс[1]

О границе между уралидами и казахстанидами (по материалам изучения осадочных разрезов Боровской зоны)

В настоящее время распространены две точки зрения на положение границы между уралидами и казахстанидами в современной структуре. Согласно наиболее известной модели [1, 3, 5, 6 и др.], эта граница проходит по Уркашскому разлому (в Тургайском прогибе). Валерьяновскую и Западно-Боровскую (Уркашскую) зоны, расположенные к западу от разлома, указанные авторы относят к структурам уральского складчатого пояса, а восточную – Боровскую (Восточно-

[1] Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия; mizens@igg.uran.ru

Боровскую) – к Казахстанскому палеоконтиненту. По мнению В.Н. Пучкова [5], раннекаменноугольная валерьяновская вулкано-плутоническая формация связана с последним эпизодом развития зоны субдукции, которая наследуется Уркашской сутурой с западным падением. Орогенические процессы в этом районе выразились в образовании структур восточной вергентности, которые связаны с надвиганием уралид на казахстаниды по упомянутому разлому. В.Н. Пучков предполагает, что зона субдукции «всегда падала под Казахстанский континент», в том числе в конце девона и в начале карбона, следовательно, окраина этого континента представляла собой активную окраину андийского (андского) типа.

Другая модель описана в статье А.В. Тевелева с соавторами [8], полагающими, что граница между уралидами и казахстанидами проходит по Тобольскому разлому – крупному позднепалеозойскому сдвигу. По мнению этих авторов, которое согласуется с представлениями Л.П. Зоненшайна и др. [2], Валерьяновская зона является структурой Казахстанского континента. Соответствующие вулканиты (дифференцированные низкотитанистые высокоглиноземистые серии, преимущественно андезитового, андезибазальтового и базальтового состава, формировавшиеся в субаквальной обстановке в течение визейского и серпуховского веков) как раз и представляют собой комплексы активной окраины андского типа. В раннем карбоне Валерьяновскую зону от аккреционной окраины Восточно-Европейского континента (Балтии), представленной уральскими структурами, отделял остаточный океанический бассейн.

В пользу этой модели говорит сходство разрезов Валерьяновской и Боровской зон. Так, О.У. Омаров с соавторами [1], хотя и проводят границу между уралидами и казахстанидами по Уркашскому разлому, но отмечают, что верхнепалеозойский структурный этаж в Восточно-Боровской зоне отличается от Западно-Боровской и Валерьяновской только меньшими мощностями слагающих его формаций и отсутствием в верхних частях разреза вулканитов. С этим согласны также А.М. Пумпянский [4] и А.И. Ивлев [3]. Не отрицает сходство и В.Н. Пучков [6], указывающий, однако, на различия в датировках вулканогенной толщи. По А.И. Ивлеву, в курганской части Валерьяновского синклинориия на карбонатных и терригенно-карбонатных фаменских породах согласно залегают турнейские отложения косолаповской серии, представленные известняками, известняковыми песчаниками с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов, что почти полностью совпадает с соответствующим разрезом Боровской

зоны. Западнее, на уровне верхнего турне – нижнего визе появляются прослои туффитов и туфов, выше которых несогласно залегает мощная (3–4 км) осадочно-вулканогенная валерьяновская серия верхневизейско-серпуховского возраста.

В последние годы в северной части Боровской зоны (на территории Вагай-Ишимской впадины) была пробурена параметрическая скважина Курган-Успенская-1 (КУ-1), в результате изучения которой (а также ранее пробуренных скважин) получен новый материал, позволивший уточнить геологическое строение данной территории, в том числе местоположение границы между уралидами и казахстанидами. Скважина прошла карбонатную толщу фамена, турне и нижней части визе, а также перекрывающую ее толщу обломочных пород, мощностью почти 500 м, относящуюся к верхней части нижнего подъяруса визейского яруса [7]. В верхней части разреза известняков (в кровле турнейского яруса) был вскрыт маломощный (менее 50 м) горизонт базальтов.

Красно- и сероцветные песчаники, пройденные скважиной, сложены однородным обломочным материалом, обычно хорошо сортированным. Это петрокластические полевошпатовые граувакки с содержанием обломков вулканических пород 65–70 %, плагиоклазов 25–35 %, кварца 1–5 %, а также собственно граувакками с количеством обломков пород до 75–90 %, плагиоклазов, соответственно 10–25 %, при том же низком содержании кварца. Обломки пород представлены главным образом вулканитами основного и/или среднего состава. Гораздо реже (не больше нескольких процентов) встречаются зерна кислых эффузивов, в единичных случаях – зерна кварц-хлоритовых сланцев. Вулканиты в разной степени изменены – в основном ожелезнены, реже хлоритизированы. Плагиоклазы чистые, крайне слабо измененные, по данным микрозондового анализа представлены андезинами №№ 40–50. Нередко среди них встречаются зональные разности. Обломки вулканитов полуокатанные и угловатые, многие из них пористые, у них сложная форма с характерными выступами, заливами, изгибами, иногда с выступами и шипами. Основу этих песчаников, по-видимому, слагает переотложенная тефра, состоящая из лавокластов и табличек плагиоклазов. Более высокая степень изменения зерен вулканических пород (ожелезнение, хлоритизация, карбонатизация, замещение глинистыми минералами) по сравнению с плагиоклазами, скорее всего, обусловлена высоким содержанием стекла в основной массе, неустойчивым в процессе катагенеза. Изменение гранулометрического состава обломков вулкани-

тов и плагиоклазов происходит синхронно, они относятся к одной гранулометрической фракции.

Обилие однообразного вулканогенного материала предполагает общий источник в виде действующих вулканов. В девоне таким источником мог быть краевой вулканический пояс, фрагменты которого сохранились южнее, в пределах Боровской зоны (казанбасская свита среднего девона и франского яруса верхнего девона, сложенная, по А.И. Ивлеву, субщелочными вулканитами основного и среднего состава). Подобные вулканиты известны и в Валерьяновской зоне, из чего А.И. Ивлев делает вывод, что (стр. 316): «островодужный геодинамический режим на месте Валерьяновского синклинория в неразвитом виде существовал уже с живетского времени». Как было показано выше, активная вулканическая деятельность на территории Валерьяновской зоны после некоторого затишья возобновилась во второй половине раннего визе (среднее визе), что в точности сопоставляется с появлением обильного пирокластического материала в разрезе, вскрытого в скважине КУ-1. Здесь следует отметить, что и в составе вулканического комплекса Валерьяновской зоны значительную роль также играют пирокластические разности среднего и основного состава [3, 8].

Нижнекаменноугольная вулканогенно-осадочная толща Боровской зоны, по всей видимости, формировалась в непосредственной близости от действующих вулканов. У подножья вулканической гряды создавался шлейф тефры, которая потом частично сбрасывалась волнами в море (когда эпиплатформенный морской бассейн получал относительно широкое распространение) или, когда море отступало, разносилась водными потоками по предгорной равнине. Иногда на восток распространились и потоки лавы. Один из таких потоков зафиксирован и в разрезе скважины КУ-1, в кровле турнейского яруса. Если принять вулканы Валерьяновской зоны в качестве источника материала при формировании верхнедевонских и раннекаменноугольных образований Боровской зоны, то надо признать, что граница между уралидами и казахстанидами проходит не по Уркашскому разлому, а западнее, как следует по модели А.В. Тевелева с соавторами.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Т. 1. Геологическое строение. Алма-Ата: Наука, 1984. 231 с.

2. *Ивлев А.И.* Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный-Костанай: Акад. мин. рес. респ. Казахстан, 2008. 500 с.

3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.

4. *Пумпянский А.М.* Стратиграфия каменноугольных отложений северной части Тюменско-Кустанайского прогиба // Топорковские чтения. Вып. I. Рудный: Рудненский индустр. ин-т, 1992. С. 25-32.

5. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. №4. С. 30-45.

6. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

7. *Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А. и др.* Стратиграфия палеозойского разреза, вскрытого параметрической скважиной Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 3. С. 3-21.

8. *Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213-247.

М.В. Минц[1]

Строение и эволюция фундаментов осадочных бассейнов и их роль в формировании осадочного выполнения бассейнов, возникновении и размещении залежей углеводородов (к обсуждению на симпозиуме)

Осадочный бассейн «…представляет определенную систему, все части которой – осадочный чехол, фундамент, кора находятся во взаимодействии» ([3], стр. 17). Оргкомитетом для обсуждения на Симпозиуме предложена группа важных взаимосвязанных проблем – строение и значимость основных границ раздела в земной коре: коромантийной границы М, кровли консолидированной коры и фундамента, подошвы осадочного чехла (геофизические и геологические методы и критерии их выделения, представления об их геологической природе и механизмах образования). Вместе с тем, в предложенном перечне отсутствует ряд других – не менее важных аспектов глубинных исследований осадочных бассейнов, в частности – структуры и геологической истории их осадочного выполнения и фундамента.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Во многих случаях не только в рамках фундаментальных исследований, но и в чисто практических интересах возникает необходимость выделения структурно-вещественных ассоциаций, участвующих в строении фундамента, транслирования этих ассоциаций за пределы осадочных бассейнов, реконструкции геодинамических обстановок их формирования и, в итоге, исследования структурных и генетических взаимосвязей между фундаментом и осадочным выполнением бассейнов. Возможности и результаты подобных исследований целесообразно также обсудить на симпозиуме.

Технологии глубинных исследований **осадочного выполнения бассейнов** бурением и геофизическими методами к настоящему времени детально разработаны [3, 7 и ссылки там же]. Напротив, исследованию **фундаментов осадочных бассейнов** уделяется меньше внимания. Как правило, существующие представления о возникновении и эволюции фундаментов осадочных бассейнов опираются на интерпретацию региональных физических полей, данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и результаты исследования теплового потока. Методы сейсмических исследований с применением отраженных волн (МОВ ОГТ или МОГТ), первоначально разработанные специально для исследований осадочных бассейнов, создали основу нового направления в науке – сейсмостратиграфии [2, 7, 12]. В дальнейшем эти методы нашли широкое применение при изучении глубинного строения коры и верхней части мантии разнообразных структур – от древнейших кратонов до современных океанов и орогенов. Вместе с тем, данные о глубинном строении коры, подстилающей осадочные бассейны, полученные не с применением МОГТ, лишь в отдельных случаях используются при моделировании условий возникновения и эволюции осадочных бассейнов, формирования и локализации в них гидротермальных руд и залежей углеводородного сырья.

К настоящему времени получены обширные материалы, характеризующие структуры коры, сформированные в «предбассейновую» стадию, но не содержащие сколько-нибудь определенных свидетельств эволюции системы «фундамент – бассейн». Подобные работы создают основу для последующих специализированных более детальных исследований. Вот лишь некоторые примеры.

На базе сейсмопрофилирования с применением преломленных и отраженных волн в комплексе с моделированием региональных геофизических полей было показано, что каледонские структуры в фундаменте Североморского бассейна (проект MONA LISA) были реактивированы в позднекаменноугольное–раннепермское время. В даль-

нейшем мезозойский рифтинг, результатом которого стали грабены Викинг и Центральный, которые определили локализацию залежей углеводородов, контролировался поверхностью каледонского детачмента (размещением каледонской коллизионной сутуры между Авалонией и Балтикой) [11]. Пример успешных исследований фундамента Северо-Германского и Норвежско-Датского бассейнов в юго-западной части Балтийского моря представлен материалами проектов DECORP-BASIN и BABEL [9, 10]. Результаты исследования фундамента бассейна Витватерсранд в Южной Африке охарактеризованы в работе [8].

На территории Русской (Восточно-Европейской) платформы Волго-Уральская и Прикаспийская нефтегазоносные провинции связаны с одноименными осадочными бассейнами, перекрывающими раннедокембрийский фундамент платформы. Промышленно нефтегазоносны отложения девона, карбона и перми, в Прикаспийской провинции – также пермо-триасовые и юрско-нижнемеловые отложения. Исследования фундаментов обеих провинций имеют многолетнюю историю. Новый существенный вклад в познание глубинного строения внесли исследования вдоль геотраверсов 1-ЕВ и Татсейс. Эти исследования позволили значительно расширить и частично пересмотреть существовавшие ранее представления о структуре, тектонике и геодинамической эволюции раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов, перекрытых породами осадочного разреза. Кроме того, были выявлены новые закономерности взаимоотношений структур фундамента и осадочного выполнения бассейнов [4]. Результаты этих исследований представлены в специальном сообщении М.В. Минца (см. в этом сборнике).

Особый интерес представляют результаты исследований осадочных бассейнов, развивающихся в настоящее время.

Геофизические исследования в рамках международного проекта «Геотраверс» (глубинный разрез тектоносферы района Охотского моря) позволили, в частности, представить модель глубинной структуры осадочного прогиба Татарского пролива [6]. Осадочный прогиб расположен над горячим астеносферным диапиром, обусловившим образование рифтовых структур и прогрев осадочной толщи. Предполагается, что диапир мог быть также и дополнительным источником углеводородов.

На базе интеграции сети глубинных сейсмических профилей МОГТ суммарной протяженностью 12 000 км, плотностного и магнитного моделирования была разработана 3-мерная модель структу-

ры коры и верхней мантии осадочных бассейнов Сантос, Кампос и Эсперито Санто, размещенных на Атлантической пассивной окраине Бразилии [13]. Модель демонстрирует очевидные взаимосвязи между строением коро-мантийного раздела и размещением и морфологией нефтеносных осадочных бассейнов.

В недавние годы интерес к исследованию фундамента осадочных бассейнов получил дополнительный мощный импульс: как оказалось, исследование глубинного строения Центрального Арктического бассейна помимо решения традиционной задачи – оценки углеводородных ресурсов, имеет и «политический» аспект. Результаты этих исследований имеют определяющее значение в определении и обосновании внешней границы нашей страны в Арктике. Впрочем, в этих исследованиях упор пока что по-прежнему делается на сейсморазведку методом преломленных волн (ГСЗ) [1, 5].

Литература

1. *Каминский В.Д.* Глубинное строение Центрального Арктического бассейна (в связи с обоснованием внешней границы континентального шельфа Российской Федерации и оценкой углеводородных ресурсов. Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПГУ, 2009. 47 с.

2. *Кунин Н.Я.* Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Советская геология. 1983. № 1. С. 92–104.

3. *Леонов Ю.Г., Волож Ю.А.* (ред.) Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с. Цв. вкл. 40 с. (Тр. ГИНРАН; Вып. 543).

4. *Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

5. *Поселов В.А., Каминский В.Д., Верба В.В., Поселова Л.Г., Глебов В.Б.* Этапы исследований по проблеме юридического шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сб. научн. трудов / Под ред. В.Л. Иванова, В.Д. Каминского. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 249–262.

6. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И.* Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.

7. *Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

8. *De Wit M., Tinker Ju.* Crustal structures across the central Kaapvaal craton from deep-seismic reflection data // South African Journ. of Geology. 2004. V. 107. P. 185–206.

9. *Krawczyk C.M., Eilts F., Lassen A., Thybo H.* Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea // Tectonophysics. 2002. V. 360. P. 215–244.

10. *Lassen A., Thybo H.* Seismic evidence for Late Proterozoic orogenic structures below the Phanerozoic sedimentary cover in the Kattegat area, SW Scandinavia // Tectonics. 2004. V. 23. TC2017. doi:10.1029/2003TC001499.

11. *Lyngsie S.B., Thybo H.* A new tectonic model for the Laurentia−Avalonia−Baltica sutures in the North Sea: a case study along MONA LISA profile 3 // Tectonophysics. 2007. V. 429. P. 201–227.

12. Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. 514 p.

13. *Zalán P.V., Severino M.C.G., Rigoti C.A., Magnavita L.P., de Oliveira J.A.B., Vianna A.R.* An entirely new 3D-view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic passive margin – Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil // Expanded abstract presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10–13, 2011.

М.В. Минц[1]

Мантийные плюмы, гранулитовый метаморфизм и формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы

В недавние годы были завершены профильные исследования Восточно-Европейской платформы (ВЕП) вдоль геотраверсов (сейсморазведка методом отраженных волн – общей глубинной точки, МОВ-ОГТ или МОГТ), которые пересекли главные нефтегазоносные провинции ВЕП [3, 4, 6, 7]. Опорный геотраверс 1-ЕВ прошел через юго-западную часть Прикаспийской впадины, профиль Татсейс пересек главные структуры Волго-Уральской провинции. Кроме того, геотраверс 1-ЕВ прошел вдоль западных окраин Онежской и Прионежской впадин. Опыт интерпретации сейсмических образов (картин сейсмических отражений) раннедокембрийской коры, полученный

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

при отработке геотраверса 1-ЕВ, позволил выделить и оконтурить наиболее характерные структуры коры в фундаменте и в обрамлении осадочных бассейнов и разработать объемные модели геологического строения до глубин 60–70 км и сопоставленные с ними модели эволюции коры перечисленных провинций.

В строении архейского Волго-Уральского кратона (ВУК), образующего фундамент **Волго-Уральской нефтегазоносной провинции**, выделяются Токмовский, Бузулукский, Краснокамский и Верхнекамский «овоиды» синформного строения, 350–500 км в диаметре и сквозькоровой протяженности. В межовоидном пространстве размещены удлиненно-овальные синформы меньшего размера. Синформная структура Токмовского овоида прослежена вплоть до коромантийной границы на глубине около 60 км. Овоид сложен высокоплотными мафитовыми гранулитами, включающими тела габброидов и габбро-анортозитов. Кора Межовоидной области имеет трехъярусное строение. До глубины около 20 км кора образована ансамблем синформных структур, выполненных мафитовыми и метаосадочными гранулитами, которые надвинуты друг на друга. Нижняя область коры мощностью ~ 35 км образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся в северо-западном направлении и «проникающих» в мантию. Граница верхней и нижней коры замещена акустически прозрачной областью мощностью 10–20 км, сложенной гранитоидами Бакалинского комплекса [3, 4, 6, 7].

Согласно [3], формирование ВУК стало результатом последовательности неоархейских событий в интервале от ~ 2.74 до 2.59 млрд лет, полностью преобразовавших более древнюю кору континентального типа: разогрев коры и андерплейтинг мантийных расплавов в результате активности крупного (> 1000 км в поперечнике) плюма, породившего серию локальных плюмов, непосредственно взаимодействовавших с корой ВУК; гранулитовый метаморфизм древних и ювенильных пород; погружение утяжеленной коры; формирование быстро углублявшихся депрессий, их заполнение контаминированными ювенильными вулканитами и ***осадками, в том числе углеродсодержащими***; выплавление гранитоидных магм в средней области коры. В результате завершившего архейскую эволюцию коллизионного сжатия толщи, заполнявшие синформные структуры, наследующие положение бассейнов осадконакопления, были частично перемещены друг на друга. Сокращение нижней коры сопровождалось формированием наклонных пакетов нижнекоровых пластин и их погружением в мантию.

В результате отработки опорного геотраверса 1-ЕВ впервые получен детально проработанный сейсмический образ (картина сейсмических отражений) глубинных уровней коры и области коро-мантийной границы в юго-западной части **Прикаспийской впадины** [2, 3]. Сейсмический образ фундамента впадины резко отличает его от коры сопредельных структур. Полученные материалы не оставляют сомнения в резком характере этой границы на среднем и нижнем уровнях коры. «Степень резкости» границы снижается в верхней части фундамента. Во внутреннюю область впадины с запада прослеживаются верхние толщи, принадлежащие кратону Хопер. На расстоянии 40–50 км эти толщи «растворяются» в «гомогенезированной» коре, образующей фундамент Прикаспийской впадины. Нижняя граница осадочного разреза, сформированная в конце нижнего – начале среднего девона, варьирует по глубине от 13 до 15 км. Граница осложнена неоднократными смещениями, которые не прослеживаются вверх по разрезу. Строение и плотностная структура средней и нижней коры и верхней мантии, подстилающих впадину, позволяют предполагать, что ведущую роль в зарождении и эволюции Прикаспийской впадины играли ***внутриплитные процессы плюмового типа***. Судя по особенностям границы, разделяющей фундамент и девонские отложения, эти процессы активизировались в раннем девоне и завершились субсинхронно с накоплением среднедевонских карбонатных толщ. Процессы медленного погружения вплоть до конца мезозоя, вероятно, были связаны с охлаждением коры, вызванным восстановлением нормального теплового состояния литосферы.

Представляет интерес характеристика глубинного строения коры, подстилающей окраины структурно сопряженных поздне-палеопротерозойских структур – **Онежской и Прионежской впадин** [3, 4]. В выполнении Онежской впадины обнаружены залежи шунгита – окаменевшей нефти, в основании разреза – древнейшие в Мире залежи соли (~1.9 млрд лет). В фундаменте над погружающимися навстречу друг другу пластинами нижней коры размещена слабо отражающая акустически гомогенная область, прослеженная до диффузной коро-мантийной границы на глубине около 50 км. Скоростные характеристики и плотность коры этой области относительно повышены. Особенности коры указывают на мантийные процессы плюмового типа, определившие возникновение обеих депрессий.

Нефтегазоносность. В пределах Волго-Уральской провинции отмечена приуроченность размещенных в осадочном чехле залежей углеводородов к областям развития в фундаменте высокоглиноземи-

стых графитоносных комплексов [5]. С другой стороны, одной из главных закономерностей пространственного распределения залежей является их связь с двумя типами структур чехла, «линейным» и «сводово-купольным» [1]. Появление структур линейного типа связано с формированием позднепалеозойского Уральского орогена. Структуры второго типа правильнее называть «центриклинально-концентрическими». Они отчетливо наследуют размещение и конфигурацию главных синформных структур фундамента, сформированных к концу архея. В частности, гигантское Ромашкинское месторождение размещено над центральной частью Альметьевской синформы, выполненной магнетит- и графитсодержащими метаосадочными породами. Дугообразный пояс небольших месторождений следует краевой части синформы. Аналогичные закономерности характерны для всей территории Волго-Уральской провинции.

Результаты исследований фундамента ВЕП вдоль геотраверса 1-ЕВ позволяют провести некоторые параллели между строением и эволюцией современной Прикаспийской впадины, палеопротерозойской Онежской структуры и неоархейских синформных структур фундамента Волго-Уральской провинции. В вулканогенно-осадочном выполнении Онежской структуры участвуют соленосная толща и шунгиты, «окаменевшая» нефть. Наличие графитоносных метаосадков среди гранулитовых комплексов Волго-Уралии, а также отмеченные выше пространственные связи структур фундамента и залежей углеводородов Волго-Уральской провинции позволяют обозначить проблему возможного участия древних углеводородных компонентов фундамента нефтегазоносных провинций в формировании залежей углеводородов в перекрывающем осадочном чехле.

Выявленные закономерности позволяют предполагать наличие определенных аналогий в распределении залежей углеводородов в пределах Альметьевской синформы в фундаменте Волго-Уральской провинции и в Прикаспийской впадине. В частности, залежи, выявленные к настоящему времени в пределах Прикаспия, размещаются вдоль периметра впадины. Однако пример Ромашкинского месторождения позволяет достаточно высоко оценить перспективы также и центральной части Прикаспийской впадины, где крупные залежи пока не известны.

Литература

1. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Главные особенности строения юго-востока Восточно-Европейской платформы // Георесурсы. 2003. Т. 14, № 2. С. 28-31.

2. *Минц М.В.* Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.

3. *Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др.* Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

4. *Минц М.В., Филиппова И.Б., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Тектонические структуры архейского фундамента и их роль в размещении месторождений углеводородов Волго-Уральской провинции (объемная модель глубинного строения по геотраверсу Татсейс) // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Матер. Всерос. Конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 589–592.

5. *Постников А.В.* Фундамент восточной части Восточно-Европейской платформы и его влияние на строение и нефтегазоносность осадочного чехла. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2002. 52 с.

6. *Трофимов В.А.* Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак) // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.

7. *Филиппова И.Б., Минц М.В., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Объемная модель глубинного строения и история формирования Волго-Уральского кратона: свидетельства плюмовой природы уникального гранулито-гнейсового комплекса // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат. XLI Тект. Сов. М.: ГЕОС, 2007. С. 379–383.

М.А. Мишкин[1]

Происхождение впадин кайнозойских окраинных морей

Большинство исследователей объясняют происхождение впадин морей на основе плитотектонической модели. Существуют и другие взгляды по этому вопросу [1, 2 и др.].

Автор настоящей работы на основе анализа сейсмотомографических материалов и магматизма окраинных кайнозойских морей за-

[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

падной части Тихого океана пришел к иным выводам по рассматриваемой проблеме. Окраинные кайнозойские моря по фундаменту своего заложения делятся на две группы: 1 – эпиконтинентальные (докембрийский фундамент [3]) – Охотское, Японское, Южнокитайское; 2 – эпиокеанические (фундамент – океаническая кора) – Филиппинское, Лау и др. Впадины этих морей характеризуются интенсивным базальтовым магматизмом, высокими тепловыми потоками, сильными положительными гравитационными аномалиями и наличием глубокофокусных сейсмических очагов. Перечисленные признаки соответствуют представлениям о наличии мантийного плюма под земной корой акваторий этих морей.

Приведенные в работе [4] сейсмотомографические материалы свидетельствуют о принципиальном сходстве скоростной структуры мантии под окраинными морями.

Сейсмотомографический разрез мантии под Охотским морем (рис. 1) [4], интерпретируется автором следующим образом. В позднем олигоцене головная часть мантийного плюма (рис. 1, А) внедрилась в слой холодной, высокоскоростной деплетированной мантии (рис. 1, Б) и, достигнув предела плавучести, в максимуме – это граница земной коры и мантии, начала растекаться, погребая под собой слой деплетированной мантии. Этот слой, под влиянием силы тяжести головной части плюма, стал погружаться в менее плотную примитивную мантию, увлекая за собой головную часть плюма и лежащую на нем земную кору. В конечном итоге указанный процесс привел к образованию морской впадины Охотского моря. В предлагаемой автором модели слой деплетированной мантии не субдуцирует, как это предусмотрено тектоникой плит, а погружается в мантию под влиянием силы тяжести.

Внедрение кайнозойского плюма, представленного материалом примитивной (неистощенной) мантии, сопровождалось его декомпрессионным частичным плавлением с проявлениями щелочного наземного вулканизма, внедрением базальтовых расплавов в земную кору и рифтогенезом, а также наращиванием мощности её базитового слоя снизу (процесс андерплейтинга). Проявления этих процессов обычно описывается как океанизация земной коры. По мере остывания мантийного плюма, происходило опускание геоизотерм в земной коре, а это означает, что в ее нижней утолщенной в результате андерплейтинга базитовой части расширяется поле устойчивости гранатовых амфиболитов и эклогитов, в соответствии с фазовой *P–T*-диаграммой для метабазитов [6].С этим явлением связан подъем гра-

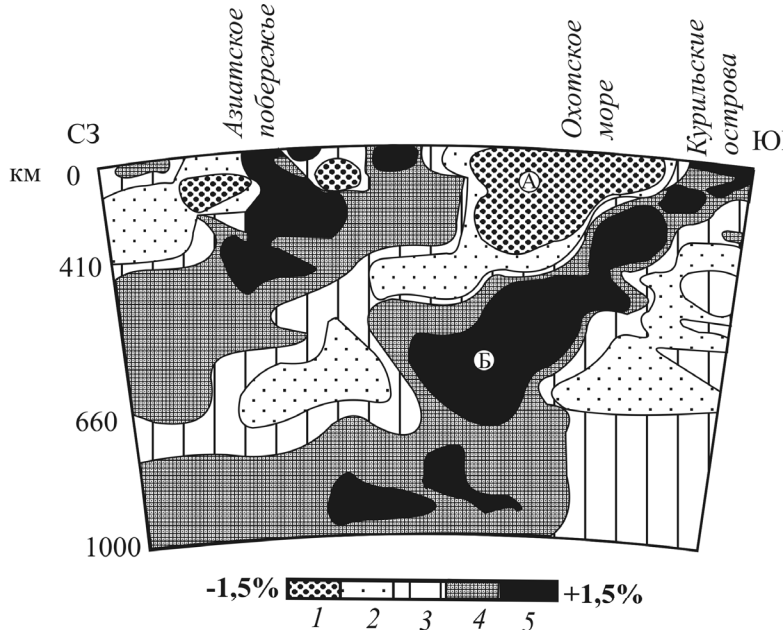


Рис. 1. Мантийная структура по трансекту континент – Охотское море – Курильские острова, по данным сейсмической томографии (продольные волны) [4], адаптация [5]

ницы Мохо и кажущееся сокращение мощности континентальной коры. Принципиальное значение имеет вопрос природы высокоскоростных наклонных аномалий на сейсмографических разрезах подобных изображенной на рис. 1. Из существующих объяснений природы этих аномалий можно отметить два:

Первое – аномалии представляют собой холодные плиты океанической литосферы, погружающиеся при субдукции в глубины мантии;

Второе – это зоны высоких тектонических напряжений, служащих, каналами для глубинных мантийных флюидов. Высокие сейсмические скорости здесь образуются за счет формирования направленной ориентации кристаллов оливина и анизотропии скоростей [7].

Автором предлагается иное толкование природы высокоскоростной аномалии (см. рис. 1), отличное от двух выше названных. Автор полагает, что высокоскоростная аномалия представляет слой деплетированной мантии, залегающей под континентальной корой. Как показывают сейсмотомографические исследования [4, 8 и др.] этот слой максимален под архейскими кратонами (300–600 км) и менее

мощный под складчатыми областями и океанами (100–200 км). Установлено, что высокоскоростная структура деплетированной мантии по латерали определяется температурным режимом. Смена состава не может существенно повлиять на изменения в скоростном сейсмическом разрезе, поскольку все мантийные породы близки по сейсмическим скоростям [7]. В соответствии с пиролитовой моделью [9] состав верхней части мантии определяется следующим образом (в объем. %): оливин – 57, ромбический пироксен – 17, моноклинный пироксен – 12, гранат – 14.

Экспериментальными исследованиями установлено, что увеличение сейсмических скоростей в мантии в интервалах глубин 200–400 км связано с увеличением давления, когда неизбежно должны происходить фазовые превращения минералов, резко увеличивающие их плотность. Так оливин переходит в более плотную фазу – вадслеит [10]. Ниже этих глубин до основания верхней мантии идут дальнейшие фазовые превращения, где вадслеит переходит в рингвудит со структурой шпинели, а пироксены вытесняются меджоритом – плотной структурой граната.

В настоящее время, на основании экспериментов установлены глубины и соответствующие им температуры для фазовых превращений главных минералов мантии [10], указанных выше. Это означает, что существует некое равновесие между минеральными фазами и *P–T*-условиями на различных глубинных уровнях мантии. Однако, это равновесие может быть нарушено появлением флуктуаций в температурном режиме, обусловленном различными причинами. Например, образованием высокотемпературных мантийных очагов расплавов и подъемом плюмов.

Другой флуктуацией, противоположной по температурной направленности, по нашему мнению, является описанный выше процесс погружения верхнего холодного слоя деплетированной мантии на нижние уровни. Как известно, давление и температура оказывают противоположные действия на фазовые переходы минералов. Это означает, что в холодном слое деплетированной мантии фазовые переходы будут осуществляться быстрее, чем в окружающей более нагретой мантии на тех же глубинных уровнях, что будет способствовать погружению этого слоя.

Вулканиты кайнозойских эпиконтинентальных окраинных морей представлены тремя главными петрохимическими сериями – щелочной, известково-щелочной и толеитовой, которым соответствуют свои магматические источники: 1 – примитивный (неистощенный)

материал плюма, 2 – нижняя часть континентальной коры, 3 – слой деплетированной мантии соответственно. В эпиокеанических морях, кроме вулканитов вышеуказанных серий, присутствуют вулканиты и бонинитовой серии, а одним из магматических источников является океаническая кора. Главным фактором образования магматических очагов является тепловая энергия мантийного плюма. Мантийный плюм сопровождается флюидным ореолом, состоящим из восстановленных компонентов (H_2, CO, CH_4 и др.), который постепенно трансформируясь в углекисло-водный, способствует понижению температуры плавления пород [11]. Имеющийся фактический материал [12, 13 и др.] свидетельствует, что на протяжении времени от олигоцена до голоцена, образование расплавов вышеуказанных петрохимических серий происходило постоянно, дискретными импульсами, зачастую совпадая во времени. Это приводило к смешению расплавов, что доказывается изотопией и геохимией элементов примесей базальтов окраинных морей [12 и др.]. Вышесказанное объясняет присутствие в окраинных кайнозойских морях базальтоидов несовместимых геодинамических обстановок: континентальных рифтов, океанических островов, надсубдукционных зон и океанических рифтов.

На существующих сейсмотомографических картах кайнозойских окраинных морей [4, 8 и др.] повсеместно фиксируются непосредственно под земной корой низкоскоростные аномалии, связанные с внедрением плюмов, а это означает, что все окраинные моря имеют общий, представленный выше сценарий развития глубоководных впадин. В этом сценарии следует учитывать ротационный фактор, вызванный вращением Земли [14], стимулирующий восточный вектор перемещения головных частей плюмов.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №1. С. 61-74.

2. *Летников Ф.А.* Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // Докл. РАН. 2005. Т. 401, №2. С. 205-207.

3. *Мишкин М.А., Вовна Г.М.* Докембрийская сиалическая кора Земли, ее происхождение, состав и распространение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84, №5. С. 3-10.

4. *Bijwaard H., Sparkman W., England E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103, № B12. P. 30055-30078.

5. *Меланхолина Е.Н.* Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том Тектоника и геодинамика СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 274-283.

6. *Добрецов Н.Л., Полянский О.П.* О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1687-1696.

7. *Павленкова Н.И.* Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2002. С. 64-83.

8. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M. et al.* Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 4-23.

9. *Liu L.G.* Chemical inhomogenity of the mantle: Geochemical considerations // Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9, № 2. P. 124-126.

10. *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 138 с.

11. *Маракушев А.А.* Петрология океанов // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 3-18.

12. *Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. №3. С. 33-56.

13. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, №6. С. 649-670.

14. *Филатьев В.П.* Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и Северо-Западной Пацификой. Владивосток: Дальнаука, 2005. 275 с.

А.В. Моисеев[1], Т.Н. Палечек[1], С.Д. Соколов[1], Я.Хаясака[2]

Новые данные по строению, составу и возрасту пород юрско-меловых комплексов Алганского террейна (район Усть-Бельский гор, СВ России)

Усть-Бельские горы находятся в излучине среднего течения р. Анадырь. Район имеет сложное покровно-складчатое строение [1]. Здесь выделяются Усть-Бельский и Алганский террейны [4] (рис. 1 а). Опорными участками для изучения среднеюрских–раннемеловых

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; moartem@yandex.ru
[2] Университет г. Хиросима, Япония

пород, являются береговые обрывы рек Перевальная и Анадырь (рис. 1 б). Изучаемые образования относятся к пекульнейвеемской свите [2] Алганского террейна (рис. 1 а) [4]. Они представлены вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями. Для них характерно сложное внутреннее строение, системы чешуй и многочисленные зоны дробления, выполненные низкотемпературными вторичными минералами, в основном цеолитами. В данной работе приведены краткие обобщающие данные по строению и литолого-геохимическим особенностям кремнистых пород, а также данные по радиоляриевому возрасту кремней и U-Pb возрасту плагиогранитов.

Бассейн реки Перевальная

Бассейн р. Перевальная расположен в центральной части излучины среднего течения р. Анадырь, в междуречье крупных ее притоков – р. Маврино и р. Утесики. В строении пород выделено 3 тектонические пластины, разделенные серпентинитовым меланжем.

Нижнее структурное положение занимает пластина, в строении которой выделяются плагиограниты, мощные (до 400 м) потоки кислых вулканитов, фтанит-глинистые сланцы, а также сильнодеформированные грязно-зеленые туфопесчаники.

Такая ассоциация не характерна для пород пекульнейвеемской свиты, и остается не датированной микрофауной. Положение плагиогранитов остается не ясным относительно вмещающих их осадочных образований. U-Pb возраст выполненный методом LA-ICP-MS равен **542 ±14 млн лет**.

Выше залегает *кремнисто-базальтовая пластина*. Кремнистые породы представлены яшмами с биогенной структурой. В матриксе содержится мелко распыленная примесь аллотигенного материала. Геохимические характеристики указывают, что накопление происходило в аббисальных условиях, где на фоне пелагического, длительного накопления осадка, происходило смешивание не большого количества терригенного, вулканогенного и биогенного материалов. Ассоциация данных кремней с основными базальтами указывает на океанический генезис разреза пластины. Из различных прослоев кремней были выделены **кимериджтитонские** и **кимеридж-валанжинские** радиолярии [3].

Верхнее структурное положение занимает пластина туфотерригенного состава. Обломки пород окатаны плохо и представлены вулканитами среднего и кислого состава, кварцитами, а также кристаллами плагиоклаза, пироксена, роговой обманки. Структуры конседиментационного брекчирования и оползания указывают на резко

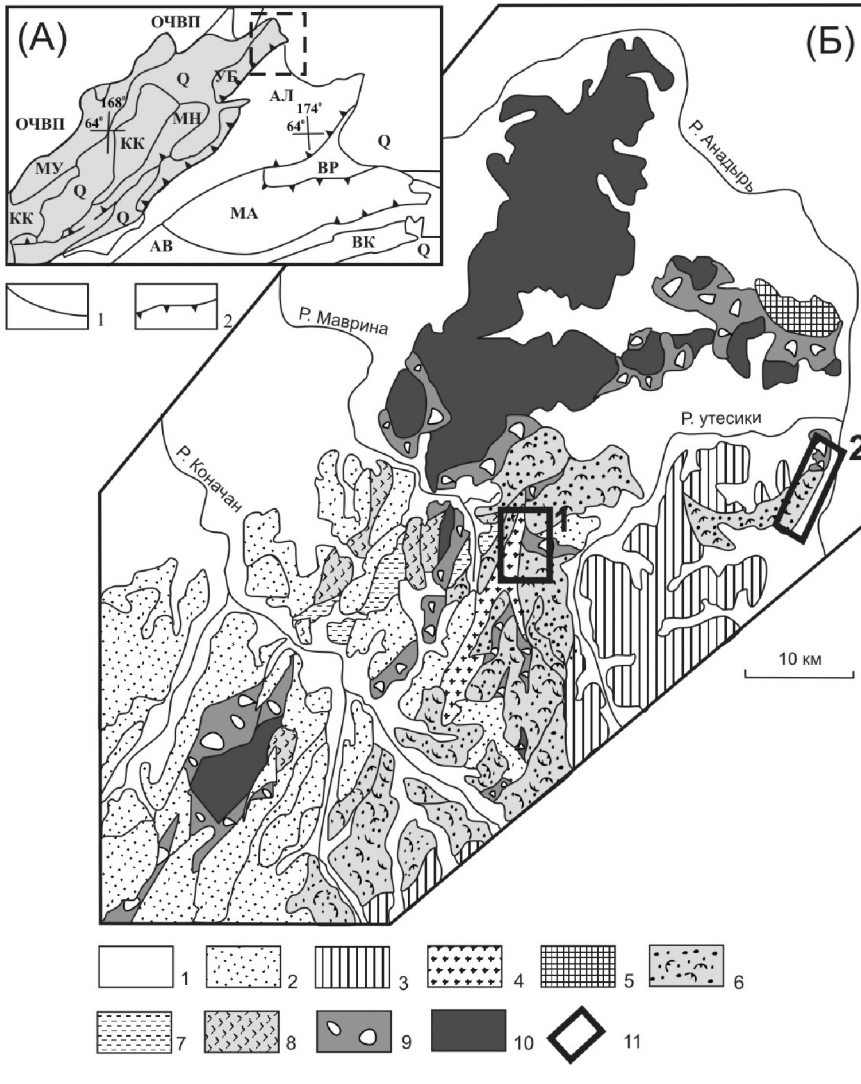


Рис. 1. А – Схема террейнов северной части Корякского нагорья [4]. Серым цветом обозначены террейны, относимые к Западно-Корякской складчатой области, остальные террейны относятся к Корякско-Камчатской. *1* – границы террейнов; *2* – надвиги. Террейны: АЛ – Алганский, МА – Майницкий; ВК – Восточно-Камчатский; АВ – Алькатваамский; Q – палеоген-четвертичные отложения; ВР – Великореченский; МН – Майнский; КК – Корякско-Камчатский; МУ – Мургальский; УБ – Усть-Бельский.

Б – Схема геологического строения Усть-Бельских гор, по Паланджяну С.А. ([6], упрощено). *1* – четвертичные отложения; *2* – эоцен-миоце-

новые вулканогенно-осадочные образования; *3* – сеноман-туронские терригенные породы; *4* – раннепалеозойские плагиограниты, микроплагиограниты, гранодиориты; *5* – шаровые базальты, кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты г. Вилка (ранний мел ?); *6* –среднеюрско-раннемеловые отложения пекульнейвеемской свиты; *7* – среднеюрские – раннемеловые терригенные отложения; *8* – осадочные и вулканогенно-осадочные образования девона и карбона; *9* – серпентинитовый меланж; *10* – нерасчлененные ультрабазиты, габбро и габбро-диабазы Усть-Бельского и Эльденырского комплексов; *11* – участки исследований: 1 – бассейн реки Перевальная, 2 – правый борт среднего течения р. Анадырь

расчлененный рельеф палеобассейна. Породы интенсивно катаклазированы. Микроскопически сходны с интенсивно деформированными грязно-зелеными туфопесчаниками самой верхней пластины. В поле распространения туфо-терригенной толщи, встречаются кремнистые породы, которые были подразделены на два типа. Первый тип представлен зелеными кремнями, сложенными скрытокристаллической основной массой и кристаллами до 0.1 мм плагиоклаза, пироксена, биотита, роговой обманки и вулканического стекла. Их геохимическая характеристика сходна с осадками преддуговых регионов [5]. Предполагается, что породы накапливались в едином седиментационном бассейне с вмещающими их вулканогенно-терригенными отложениями. К сожалению, не удалось датировать эти отложения.

Ко второму типу кремнистых пород относятся бордовые кремни. Макроскопически и геохимически они идентичны кремням, описанным в кремнисто-базальтовой пластине. Мы предполагаем их переотложенную природу. Из данного типа кремней были выделены радиолярии близких возрастных интервалов, которые указывают на время накопления осадка в **бат-кимериджское** время [3]. Возраст туфо-терригенного матрикса оценивается как пост кимериджский.

Бассейн реки Анадырь. Обнажения были изучены в среднем течении правого борта р. Анадырь (рис. 1б). Здесь широко распространены туфотерригенные, терригенные, кремнистые и вулканогенные образования. Породы сильно подроблены и пронизаны густой сетью вторичных минералов. Этот процесс носит объемный характер, и затрагивает все без исключения породы. Характерна система чешуй СЗ падения, разделенных серпентинитовыми меланжами. К сожалению, из опробованных толщ, не удалось выделить микрофауну, что затрудняет их корреляцию. Изучение высоко кремнистых пород (кремни, туфосилициты, кремнисто-глинистые породы) позволило выделить несколько их типов.

Кремни, ассоциирующие с базальтами типа N-MORB. Тут можно выделить два подтипа. *Железистые кремни*, которые содержат много обломков вулканитов основного состава. Их геохимические характеристики указывают на сходство с ассоциирующими базальтами. Формирование таких кремней могло происходить вдоль уступов спредингового хребта, где основным источником мог являться эдафогенный материал. *Коричневые и бордовые кремни,* залегают на базальтах и переслаиваются с ними. Характеризуются высокими значениями свободного кремнезема SiO_2/Al_2O_3, концентрациями гидрогенных компонент (Fe, Mn) и низкими литогенных (Al, Ti). Распределение редкоземельных элементов имеет гидрогенный характер, с четкими Ce, Zr минимумами и обогащением средних РЗЭ. Накопление таких кремней происходило в зонах разгрузки гидротерм. Они перекрываются яшмами. В их спектре РЗЭ отмечается положительная Ce аномалия отражающая, высокие отношения Ce/La при низких Zr/Y. Такой состав обусловлен сорбционными особенностями отражающими долгую экспозицию осадка, что возможно в спокойных тектонических условиях. Данный тип сходен с кремнями, описанными в кремнисто-базальтовой пластине вдоль реки Перевальная, где они датированы **кимеридж-титонским** и **кимеридж-валанжинским** временем.

Из различных блоков меланжа, были продатированы цирконы из плагиогранитов. Полученные U-Pb возраста методом LA-ICP-MS соответствуют **542±29** и **226±11 млн лет**.

Выводы:

1. Выделенные типы кремнистых пород в долине реки Анадырь, указывают на существование океанического бассейна. Их геохимические и петрографические особенности позволяют выделить различные палеоструктуры океанического бассейна от срединно-океанических хребтов до аббисальных котловин. Кремнистые породы на реке Анадырь имеют сходный вещественный состав и условия образования с кремнями из кремнисто-базальтовой пластины р. Перевальная, что позволяет предполагать существование океанического разреза или разрезов, датированных на реке Перевальная **кимеридж-валанжинским** временем.

2. В туфо-терригенной пластине р. Перевальной были выделены два типа кремней. Зеленые силициты, накопление которых происходило *in situ* и бордовые глубоководные кремни **бат-кимериджского** возраста, для которых предполагается переотложенная природа. Это доказывает, что в посткимериджское время происходил интенсивный

размыв верхних частей океанического разреза. Его выведение на поверхность можно объяснить путем вхождения в аккретированные комплексы приостроводужной части желоба.

3. Породы нижней пластины реки Перевальная остались не датированными. U-Pb возрасты плагиогранитов, участвующих в строении пластины, указывают на древний возраст, **542 ±14 млн лет**. Близкий возраст был получен для плагиогранитов из блоков меланжа **542±29 млн лет**, вдоль обнажений долины реки Анадырь. Мы считаем, что данные плагиограниты имеют переотложенную природу. Относительно природы матрикса сложно говорить ввиду плохой обнаженности. По нашему мнению, таким матриксом могли служить грязно-зеленые туфопесчаники, обнажающиеся пространственно близко с гранитами. На это указывает сходство песчаников с образованиями туфо-терригенной пластины р. Перевальная, осадочные структуры которых указывают на резко расчлененный рельеф палеобассейна, а наличие обломком кварцитов и кислых плутонических пород говорят о развитом источнике, по строению близким к островодужному или даже континентальному. Не исключено, что пространственно сопряженные, в бортах реки Перевальная, с датированными плагиогранитами, кислые вулканиты и фтанит-глинистые сланцы, наличие которых не характерно для пекульнейвеемской свиты, имеют так же переотложенную природу.

4. Источник плагиогранитов с U-Pb возрастом **226±11 млн лет** остается, не ясен. Образования близкие по возрасту в регионе не известны.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (10-05-00191), программы НШ-7091.2010; госконтрактов №16.515.11.5014 и № 14.740.11.0190.

Литература

1. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

2. *Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 15. Магадан: Кн. Изд-во, 1961. С. 93-104.

3. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В.* Юрские радиолярии Усть-Бельских гор (север Корякского нагорья). Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. 26-30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург. Научные материалы / В.А. Захаров (отв. ред.), М.А. Рогов, А.П. Ипполитов (редколлегия). СПб.: ООО “Издательство ЛЕМА”, 2011. С. 159-160.

4. *Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья. // Геотектоника. 1996. №6. С. 68-80.

5. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

6. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.B., Palanzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Ophiolites in Accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // Ophiolites in Earth History, London, Special Publications. 2003. P. 619-664.

В.В. Мордвинова[1]

Процесс формирования Байкальской рифтовой зоны в свете скоростных моделей глубинной структуры Азии

Более корректным геодинамическим построениям способствуют сведения об отклонениях скоростей сейсмических волн от стандартной одномерной скоростной модели Земли. Пространственное распределение аномалий скоростей дает возможность сравнивать состояние недр под различными тектоническими областями. Важным критерием надежности сейсмических моделей должна быть воспроизводимость скоростных особенностей, выделенных независимыми методами по независимым данным в пределах одних и тех же областей.

Наиболее общее представление о глубинном строении Азии получено методом поверхностно-волновой томографии [1, 2], разрешения которого (по вертикали и горизонтали около 300 км и 30 км соответственно) достаточно для глубинной характеристики тектонических структур первого порядка. При использовании фундаментальной и высших мод поверхностных волн были получены пространственные распределения аномалий S скоростей в верхней мантии до глубины 400 км [2], причем с помощью томографических карт и вертикальных сечений авторам удалось показать связь аномалий с тектоникой большей части Азии, а главное – с Байкальской рифтовой системой. Различия между стабильными и активными в сейсмическом отношении областями наиболее четко проявляются на глубине 100 км. Уже через 50 км, на глубине 150 км, картина в Центральной Азии резко

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

меняется. Пониженные скорости на всех глубинах сохраняются только под Хангайским поднятием и под так называемой Амурской плитой. Это обстоятельство ставит под сомнение прочность последней структуры и механизм ее воздействия на Сибирскую платформу, результатом которого, как считает ряд исследователей, может быть открытие Байкальского рифта.

Из анализа представленной в работе [2] трехмерной томографии, можно сделать вывод: за исключением объемов мощных древних платформ, а также многочисленных зон современной субдукции и захороненных остатков плит древней субдукции, верхняя мантия Центральной и Юго-Восточной Азии (по крайней мере, до глубины 400 км) является относительно низкоскоростной и, следовательно, низкоплотностной. С большой вероятностью низкоскоростная мантия является более прогретой и пластичной, чем высокоскоростная. Прогретая мантия может менять и свойства коры над нею, ослабляя ее. Кроме того, дневная поверхность обширных низкоскоростных областей, в силу их большей плавучести, даже при полном пенеплене будет возвышаться над сопоставимыми по масштабам высокоскоростными областями (древними прочными плитами), и в случае коллизии с плитами низкоскоростные области будут отдавать им свою возвышенную часть.

Особенно четко проявляется связь скоростного строения с тектоническими структурами на вертикальных разрезах, в трех направлениях секущих Байкальскую рифтовую зону [2]. Разрез, имеющий азимут 120°, начинается на Восточно-Европейской плите и, проходя через Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу и другие структуры, заканчивается в Тихом океане за зоной субдукции восточнее Японии. Байкальский рифт пересекается томографическим разрезом в районе г. Нижнеангарска. Томография обнаруживает, что и Северный Байкал, и Ангаро-Баргузинская горная страна и протянувшийся далее к востоку Южно-Муйский хребет надвинуты на Сибирскую платформу, имеющую прочную литосферу. Зато далее, к востоку от Кадарского хребта, вплоть до самой субдукцирующей Тихоокеанской плиты выявляется низкоскоростная и более пластичная мантия.

Факт надвигания горных районов на кратон, другими словами наличие мощной (100–200 км) высокоскоростной литосферы окраины Сибирского кратона под центром и северо-востоком Байкальской системы рифтов, поддерживается и результатами Р-томографии вдоль ЮЗ-СВ простирания рифтовой зоны [3].

Вдоль профиля PASSCAL, имеющего азимут 140–150° и пересекающего юг Байкальского рифта в районе п. Листвянки, Р-томографией [3], а также исследованиями более детальным методом функции приемника [4] выявлена тенденция, близкая району Северного Байкала: Байкальская впадина и высокие хребты Хамар-Дабан находятся над прочной Сибирской платформой, а юго-восточные отроги Хамар-Дабан – над примыкающей к платформе пластичной областью.

Другая ситуация в области Тункинского рифта: и по геологическим данным, и по распределению сейсмических скоростей вдоль профиля MOBAL с азимутом около 190° [2] очевидно, что эта южная, субширотного простирания, впадина находится на резкой границе между жесткой литосферой Сибирского кратона и более пластичными недрами южнее.

Непротиворечивость моделей, выполненных различными методами, подтверждает их надежность и дает возможность перейти к геодинамической интерпретации полученных результатов. Учитывая, что главная впадина Байкальской рифтовой системы и ее восточные и юго-восточные высокие хребты расположены преимущественно над прочной и довольно мощной литосферой окраины Сибирской платформы, а их отроги – над местом контакта жесткой и пластичной мантии, и принимая во внимание сложившуюся к поздней перми [5] и сохраняющуюся в основном конфигурацию расположения плит Евразии, а также кайнозойскую тектоническую обстановку на ее периферии, способствующую движению «состава» трех древних мощных плит в юго-восточном направлении [6], можно предположить коллизионный сценарий Байкальского рифтогенеза, в котором основная роль принадлежит южному выступу Сибирской платформы, оказывающему непосредственное давление на пластичную мантию на юго-востоке.

Как известно [7, 8 и библиография там], впадины Байкальской рифтовой системы являются структурами древнего заложения, сформировавшимися в триасе в течение длительной эпохи растяжения. Для запуска коллизионного механизма необходим существенный этап сжатия. По-видимому, им мог стать период сжатия 215–190 млн лет назад, в соответствии с рассматриваемым подходом сменившийся позже СЗ-ЮВ растяжением, которое продолжалось около 40 млн лет [8].

В начале этапа сжатия на границе разных по реологии массивов относительно слабое плато «стекает» под действием гравитационных сил на поверхность крепкого, но менее возвышающегося над уровнем моря региона [9]. То есть, происходит срыв возвышающейся

части коры у более слабого юго-восточного массива и надвигание этой части на кратон. Деформируясь под давлением кратона, пластичная мантия производит дополнительное коробление коры. В начальной стадии такой коллизии неизбежно деформировалась и сама Байкальская депрессия древнего заложения, на месте современного Байкала шло образование надвиговых структур. Второй этап (этап обновления Байкальских впадин) начался, когда фронт коллизии переместился к юго-востоку, вовлекая в процесс горообразования последующие участки коры, а территория первичных Байкальских гор оказалась в условиях предгорных прогибов, то есть стала испытывать растяжение. Прежние надвиги преобразовывались в сбросы [9]. В настоящее время процесс по предложенному сценарию продолжается, о чем свидетельствуют механизмы происходящих землетрясений [10].

Подвижки при наиболее сильных землетрясениях во фронтальной зоне, которые происходят при росте гор в случае линейного или близкого к линейной форме фронта коллизии должны носить в основном сбросовый и надвиговый характер, что и имеет место. На южном конце Байкальской впадины и вдоль юго-западного края движущейся платформы, должны происходить и происходят сдвиги, способствующие субширотному раскрытию юго-западных впадин рифтовой системы, имеющих простирание длинных осей близкое к меридиональному.

На северо-восточном участке рифтовой системы, в зоне действия обращенного к югу Байкало-Муйского края Сибирского кратона, должны происходить более сложные деформации под действием разнонаправленных сил, определяемых конфигурацией этой внешней части кратона, однако в сумме приводящих к развитию северных впадин. Кроме того, именно северный фланг Байкальских рифтов должен был принять на себя основной натиск Индийской коллизии. Вероятнее всего это произошло 7–3 млн лет назад, так как именно в этот период произошла смена осей сжатия с СЗ–ЮВ на ЮЗ–СВ [7].

Скорость движения Сибирской плиты к юго-востоку – это параметр, который пока не поддается строгой оценке. Если принять, что плита движется со средней скоростью 10 мм/год, то, например, за 30 млн лет фронт ее давления (коллизии) может переместиться к юго-востоку на 300 км, что в этом направлении является близким поперечнику области, охваченной кайнозойской активизацией рифтогенеза и горообразования.

Работа выполнена при частичной поддержке Интеграционного проекта ОНЗ № 7.4.

Литература

1. *Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh*. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. 1989. V. 168. P. 327–337.

2. *Priestley K., Debayle C., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // J. Geophys. Res. 2006. 111, B10304, doi:10.1029/2005JB004082.

3. *Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Ананьин Л.В.* Телесейсмическая Р-томография на юге Сибири и в Монголии // Материалы научного совещания "Геодинамическая эволюция литосферы ЦАСП". Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 25–27.

4. *Мордвинова В.В., Артемьев А.А.* Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №6. С. 887–904.

5. *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., Waele B.De, Mazukabzov A.M.* Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // Geophys. J. Int. 2006. P. 1–10. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03160.x.

6. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972. V. 56. P. 203–212.

7. *Mats V.D., Perepelova T.I.* A new perspective on evolution of the Baikal Rift // Geoscience frontiers. 2011. V. 2, N 3. P. 349–365.

8. *Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика мезозойско–кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40–67.

9. *Замараев С.М.* Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1965. №2.

10. *Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K.* Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // Geophys. J. Int. 2011. 185. P. 1–29. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x.

Е.А. Мороз[1]

Особенности строения и неотектонические процессы краевых частей осадочного бассейна к западу от архипелага Шпицберген

Введение

Данные исследований осадочных бассейнов Западно-Арктической окраины в районе архипелага Шпицберген отражены в работах [1, 3]. Район исследований представляет собой сложную тектоническую зону перехода от континента к океану выраженную в непосредственном контакте системы спрединговых хребтов Мона-Книпович с континентальной корой Шпицбергена. Данные геодинамические условия определяют специфические особенности структуры осадочных бассейнов, сформированных в этой области. Условия осадконакопления характеризуются высокими темпами седиментации, влиянием высокоширотного климата и наличием близлежащих территорий с современным оледенением. На участках континентального склона отчетливо отражены процессы склоновых смещений в результате гляцио-тектонических деформаций.

Используемый материал был получен в ходе 24 и 27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов». В методическом отношении работа основывается на данных детальной батиметрической съемки, высокочастотного акустического профилирования и непрерывного сейсмического профилирования (НСП). Многолучевая батиметрическая съемка производилась на эхолотном комплексе RESON Seabat 7150. Высокочастотное акустическое профилирование осуществлялось на профилографе Edgetech 3300. Данные сейсмической съемки получены на электроискровом излучателе СОНИК 4М.

Полученные результаты

Исследуемая область охватывает южную часть Шпицберегенского плато, глубоководную котловину при переходе к разломной зоне Моллой и ограничена структурами контакта с хребтом Книповича. Сплошной батиметрической и детальной сейсмической съемкой охвачены участки континентального склона, разломная зона и переход к впадине Моллой (рис. 1).

Рельеф континентального склона представляет собой слабонаклоненную под углом до 3°, деформированную склоновыми смещения-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; morozzea@rambler.ru



Рис. 1. Батиметрическая карта исследуемой территории (по данным 24 и 27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов»)

ми поверхность. Крутизна оползневых уступов достигает 7°. Следует отметить, что концентрация оползневых образований находится в диапазоне глубин от 1400 до 2500 м. В северо-западной части Глубоководная котловина характеризуется однородным снивеллированным рельефом. Основные ориентировки структур северо-западные, на юге района – северная и северо-восточная.

НСП и высокочастотным акустическим профилированием вскрывается верхняя часть разреза кайнозойской толщи, которая представляет собой акустически хорошо прозрачную толщу слабоконсолидированных [2] однородных осадков, деформированных сбросами и флексурными перегибами (рис. 2). Видимая мощность осадочного чехла около 300 м. Отмечается закономерное увеличение мощности отложений вниз по континентальному склону. В пределах исследуемой территории наблюдаются конседиментационные прогибы различного масштаба, которые свидетельствует о проявлении неотектонической активности [1]. Характерно, увеличение мощности осадочного чехла в северной части данного района.

Осадочный чехол, залегающий на континентальном склоне, нарушен многочисленными сбросовыми деформациями с амплитудой до 10 м. К данным структурам приурочена основная часть оползневых блоков. В верхней части разреза склоновых частей исследуемого бассейна отмечается флексур.

Область абиссальной котловины, располагается на глубинах от 2500 до 2800 м и характеризуется повышенной мощностью осадочного чехла со следами прогибания, обусловленного, по-видимому, растягивающими напряжениями разломной зоны Моллой.

Выводы

Растяжение северо-западной части разлома Моллой, крупные сдвиговые деформации зоны перехода к хребту Книповича в условиях лавинного сноса материала и подвижности региональных тектонических блоков определили строение краевой части осадочного бассейна к западу от Шпицбергенского краевого плато. Неотектоническая активность проявляется по всей исследуемой территории и наиболее четко наблюдается на континентальном склоне в виде сбросовых нарушений, а на пологонаклонных и субгоризонтальных поверхностях абиссальных равнин выражена конседиментационными прогибами верхней части осадочного чехла.

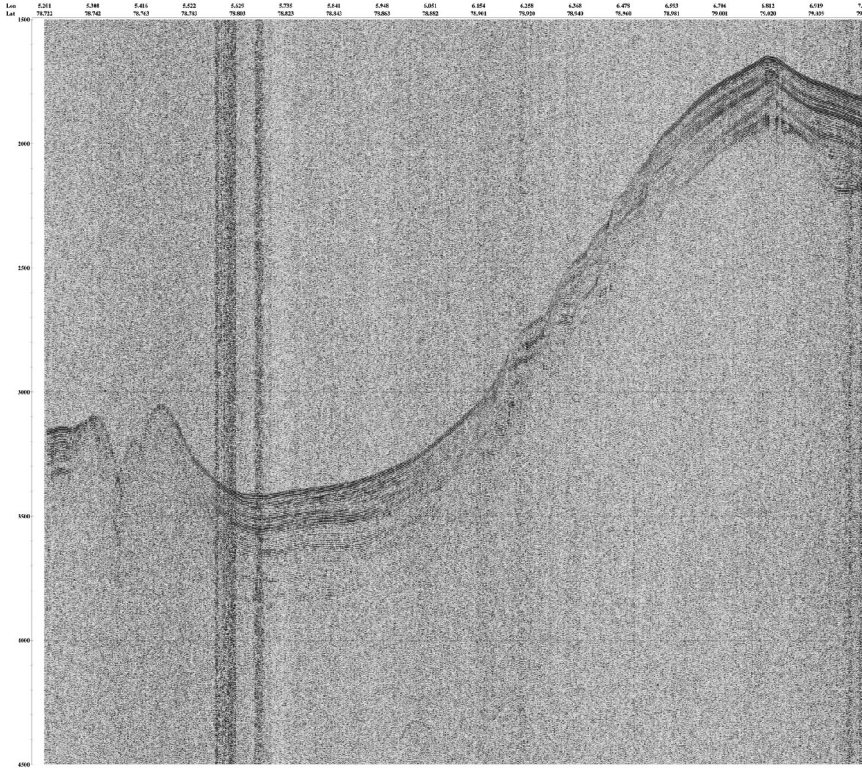


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля S27-P3-07 (по данным 27 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Литература

1. *Зайончек А.В., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Родионова Э.П., Лаврушин В.Ю., Ескин А.Е., Сущевская Н.М., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Барамыков Ю.Е., Зарайская Ю.А., Пономарев А.С., Летягина Е.А., Маликина Ю.Я., Мутовкин А.Д., Усов В.В., Черных А.А., Ямпольский К.П.* Новые данные о строении континентальной окраины Атлантического океана западнее архипелага Шпицберген // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М., 2007. С. 82-84.

2. *Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Ермаков А.В., Разумовский А.А., Ахмедзянов В.Р., Баранцев А.А., Журавко Н.С., Мороз Е.А., Сухих Е.А., Федоров М.М., Ямпольский К.П.* Строение зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (по данным 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») // Докл. РАН. Геология. 2011. Т. 439, № 4. С. 514–519.

3. *Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W.* Crustal structure of northern Spitsbergen along the deep seismic transect between the Molloy Deep and Nordaustlandet // Geophys. J. Int. 2005. V. 161. P. 347–364.

В.П. Морозов[1]

Геодинамика, как фактор формирования нефтенасыщенности карбонатных пород-коллекторов

Объектом исследований служили нефтеносные осадочные толщи центральной части Волго-Уральской антеклизы. Они представлены карбонатными образованиями в различной степени измененными вторичными процессами. Среди последних наиболее развиты выщелачивание, кальцитизация, доломитизация, окремнение, сульфатизация. Литогенетический анализ показывает, что названные вторичные изменения реализуются в разное время и имеют определенную последовательность, что связывается с эволюцией геофлюидного режима бассейна породообразования.

Целью настоящего сообщения является выявление факторов, обусловливающих возможности реализации определенных типов литогенеза. Важнейшими из них являются геофлюидный и геодинамический, которые следует считать взаимосвязанными.

[1] Казанский федеральный университет, Казань, Россия; Vladimir.Morozov@ksu.ru

В основу работы было положено следующее. Согласно некоторым работам [1, 2], под литогенезом можно понимать: литогенез погружения (он же нередко называется фоновым) и литогенез наложенный, проявляющийся локально лишь в определенных участках бассейна породообразования. Последний приводит к вторичным изменениями пород, которые имеют наложенный характер. Последний тип литогенеза, реализующийся в определенных геодинамических обстановках, можно разделить на литогенез, обусловленный элизионной гидрогеологической стадией развития бассейнов породообразования, и литогенез, обусловленный инфильтрационной гидрогеологической стадией развития бассейна породообразования. Такая, принятая в настоящем сообщении трактовка литогенеза, признается не всеми. Однако существование различных типов литогенеза, реализующихся на определенных стадиях развития осадочных бассейнов показывается многими.

Согласно реконструкции геодинамического развития центральной части Волго-Уральской антеклизы, в ее палеозойской истории можно выделить две крупных этапа, последовательно сменяющие друг друга: этап погружения (девон–карбон) и этап воздымания (пермь – современное время). В пределах последнего этапа – этапа воздымания – можно в свою очередь выделить стадию динамотермальной активизации и стадию относительного тектонического покоя. Названная последовательность геодинамического развития в других осадочных бассейнах может быть неполной и прерваться на любой из них.

На этапе погружения дна осадочного бассейна помимо процессов седиментогенеза реализуются также процессы фонового литогенеза. При относительно малой скорости прогибания реализующиеся процессы фонового литогенеза, сопровождаются за счет уплотнения осадков и пород, а также дефлюидизации пород оттоком флюида преимущественно по напластованию пород. Условиями этого следует считать малую скорость отжима флюида по сравнению с его возможностью миграции по напластованию пород. При этом в максимальной степени, по сравнению с другими стадиями, реализуется закон физико-химической наследственности литогенеза [Пустовалов, 1940; Страхов, 1960-1962].

Важной в практическом отношении стадией развития бассейнов породообразования в связи с формированием месторождений нефти является стадия динамотермальной активизации, сопровождаемая формированием складчатости и нередко образованием разрывных нарушений. Находящиеся на этой стадии породы находятся в доста-

точно вязко-пластичном состоянии, чтобы сохранить свою сплошность. На этой стадии осадочные породы испытывают не только тектоническое воздействие, но и подвергаются нагреву. Повышенные температуры приводят к поступлению в поровое пространство пород дополнительных порций флюида за счет реализующихся процессов дегидратации. Миграция флюида, в том числе и водонефтяного, при этом может осуществляться как по простиранию пород, так и вкрест [3]. На важность этой стадии развития осадочных бассейнов указывают формирующиеся, благодаря флюидным потокам элизионной природы, месторождения нефти, что также сопровождается формированием зон вторичного изменения пород. Температуры при этом, согласно данным изучения газово-жидких включений в минералах, могут достигать более 100^{o}С, тогда как современные температуры не превышают 30^{o}С.

Стадия относительного тектонического покоя приводит к снятию тектонических напряжений и остыванию осадочных толщ. Тогда в осадочных породах, потерявших вязко-пластичное состояние, вследствие снижения температуры наблюдается появление трещиноватости, образованной трещинами разгрузки [4]. Свидетельством реализации этой стадии является массоперенос наиболее легко растворимых компонент сверху вниз по разрезу осадочного чехла.

В основу выделения названных стадий развития осадочных бассейнов, обусловленных определенными геофлюидным и геодинамическим режимами, положена геолого-историческая реконструкция процессов породообразования. Проведенная геолого-историческая реконструкция базируется также на данных литогенетического анализа, структурных карт, анализа палеотемператур, данных современной геоморфологии и палеогеоморфологии.

Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир. 2004. 526 с.

2. *Япаскурт О.В.* Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. 2005. № 3. С. 3-30.

3. *Файф А., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

4. *Чернышев С.Н.* Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240 с.

Ю.А. Морозов[1], М.Г. Леонов[2], Д.В. Алексеев[2]

Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: структурные и экспериментальные свидетельства

Природа межгорных впадин, как неотъемлемых элементов орогенной структуры подвижных поясов, издавна рассматривалась в контексте противоборствовавших концепций о приоритете вертикальных или горизонтальных тектонических сил в тектогенезе вообще и в орогенезе, в частности. В приложении к Тянь-Шаню, наиболее ранним – глыбовой и сводово-глыбовой моделям (И.П. Герасимов, В.И. Кнауф, Н.М. Синицын и др.) противопоставлялись рифтовая модель (В.В. Попов и др.) и представления о складчатом характере новейших деформаций, обусловленных тангенциальным сжатием (С.С. Шульц). В рамках новейшей парадигмы весь эпиплатформенный орогенез Средней и Центральной Азии обычно связывается с конвергенцией Индийской и Азиатской плит (М.М. Буслов и др.). Однако, недавними работами В.Г. Трифонова с коллегами показано, что роль горизонтального сжатия в кайнозойской и новейшей структуре Тянь-Шаня в таких представлениях вероятно завышена, а ведущую роль в формировании контрастного орогенного рельефа играют вертикальные движения [Трифонов и др., 2007, 2008]. Отметив, что эта точка зрения согласуется с ранее высказанным мнением [Леонов, 1996] об отсутствии значительного внешнего по отношению к впадинам сокращения в Гиссаро-Алайской горной области Южного Тянь-Шаня, авторы доклада приводят новые структурно-геологические, кинематические и экспериментальные данные для Северного и Срединного Тянь-Шаня, свидетельствующие о существенной роли в формировании и развитии впадин сдвиговых перемещений.

Обращаясь к рассмотрению морфологии кайнозойских впадин в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня можно отметить отчетливую ромбовидную форму многих из них (Джумгольская, Сусамырская, Иссыккульская, Нарынская и др.). Вместе с криволинейными, S-образными в плане, очертаниями ограничивающих разрывов, это свидетельствует о возможной их пулл-апартовой природе, а характерное кулисно-эшелонированное расположение некоторых впа-

[1] Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; morozov@geodep.ras.ru
[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; m_leonov@ginras.ru; dvalexeiev@mail.ru

дин друг относительно друга (например, Тогуз-Тороуской, Нарынской, Атбашинской, Аксайской или Сусамырской и Джумгольской в совокупности с серией мелких впадин в интервале между ними) указывает на вероятную роль левосдвиговых перемещений горных масс при их заложении. Об этом же свидетельствуют очертания изолиний глубин поверхности фундамента под впадинами, отражающими его дробную левокулисную грабено-горстовую структуру. Нижним возрастным репером начала этого процесса можно считать отложения красноцветной киргизской серии олигоцена – раннего миоцена.

Для более точной оценки кинематических условий заложения впадин и их последующей эволюции в ансамбле структур орогенного этапа были изучены приконтактовые зоны кайнозойских толщ с соседствующими с ними более древними комплексами палеозоя и мезозоя. Вычленение из этого ансамбля общих, «сквозных» структур, а также детальное структурно-геологическое изучение ключевых участков, где палеозойские деформации не проявлялись, стало основой использованного подхода. Помимо отложений кайнозойских впадин – Нарынской, частично Атбашинской и Джумгольской, изучение внутренней структуры которых составляло самостоятельную задачу, подходящими для этих целей объектами оказались также отложения юры в Минкушской зоне смятия и нижней перми в хребте Байбичетоо. Кроме этого были изучены те элементы орогенной структуры, где совместно деформированы породы палеозоя и перекрывающие их отложения неогена (северный борт Джумгольской впадины).

В пределах Минкушской зоны, сложенной круто залегающими глинисто-углистыми толщами юры, «зажатыми» между встречными системами надвигов, выявлена сложная, как минимум двухэтапная, деформационная структура. Структуры раннего этапа составляют отчетливый левосдвиговый парагенез тесно сжатых, асимметричных складок S-морфологии с левосторонними сдвигами вдоль их осевых поверхностей и системы дискретных тальковых жил, развернутых относительно простирания зоны против часовой стрелки. Время проявления этих событий неопределенно, но верхним ограничением могут служить деформации второго этапа, в которые вовлечены отложения палеогена и неогена, надвинутые с юга на юрские образования. Эти надвиговые движения запечатлены и в самих юрских толщах в виде пологих разрывов и связанных с ними складок с пологими осевыми поверхностями и шарнирами. Асимметрия складок, а также подвороты слоев около поверхностей сместителей, указывают на тектоническое перемещение пакета разрывно-складчатых пластин

с юга на север. Помимо этого, в углистых прослоях юрского разреза хорошо проявлен кливаж устойчивого северо-восточного направления, чья пространственная ориентировка с разворотом против часовой стрелки относительно простирания всей зоны и ее разрывных границ, указывает на правосдвиговую кинематическую ситуацию во время формирования кливажа. На такую же кинематику указывает и правокулисное расположение многочисленных субвертикальных кластических даек, представленных перемещенным гравийно-песчаным материалом из верхних, перекрывающих юру, отложений плиоцена–квартера. В целом парагенез надвиговых и правосдвиговых структур второго этапа характеризует обстановку общей правосдвиговой транспрессии, при возможном некотором разделении во времени надвиговой и сдвиговой компонент деформации.

Условия правосдвиговой транспрессии устанавливаются и на участках совместной деформации палеозойских пород и кайнозойских толщ. Так, в северо-западном борту Джумгольской впадины в пределах крупной картируемой в кайнозойских отложениях антиклинальной складки, в ядре которой выходят ордовикские граниты, фиксируется типично транспрессивная дивергентно-веерная разрывная структура «пальмового дерева», пересекающая как граниты, так и перекрывающие их кайнозойские отложения. Хрупкие катакластические структуры в разрывных зонах в гранитах с участием чужеродных для них гипергенных минералов (гематита, гипса, кальцита) показывают отчетливо надвиго-правосдвиговую кинематику движений на орогенной стадии, в результате которых граниты были выведены на один уровень с отложениями неогена и частично надвинуты на них. В кайнозойских толщах эти же перемещения создали систему крутых надвигов, осложненных складчатыми дислокациями и локализованными хрупко-пластичными преобразованиями глинисто-песчаного субстрата, указывающими на ту же самую транспрессивную правосдвиговую кинематику. Присутствие этих деформационных структур в породах киргизской серии и неогена и отсутствие их в вышележащих отложениях среднего плейстоцена определяет верхний возрастной предел их проявления.

Детальное картирование и кинематический анализ структур кайнозойских толщ Нарынской и частично Атбашинской впадин показали в целом дискретно-локализованный характер разрывно-складчатых дислокаций и позволили разделить их на две разновозрастные кинематические группы. Более ранние – левосдвиговые, субвертикальные, преимущественно субширотной ориентировки, разделяю-

щие на линзовидные фрагменты палеозойские выступы хребта Байбичетоо и аранжирующие их в левосторонний кулисно-эшелонированный ряд. Наиболее выразительным нарушением из этой группы является протяженный трансбассейновый разлом, проходящий частично вдоль долины реки Нарын и соединяющий борта этих двух сопряженных впадин. Разломы второй группы, устойчивой северо-восточной ориентировки представлены протяженными (сотни метров и первые километры) и очень узкими (метры и первые десятки метров) зонами хрупко-пластичных деформаций, чередующимися с обширными площадями ненарушенного горизонтального залегания пород. Эти дислокации, как правило, представляют собой системы дивергентно-веерных и конвергентных надвиговых и дуплексных структур, осложненных складчатыми приразломными формами, часто с проявлением процессов глиняного диапиризма, наблюдаемого на более глубоких эрозионных врезах. Помимо надвиговых малоамплитудных перемещений (метры) для многих из разрывов фиксируется и некоторая правосдвиговая компонента. Хорошим кинематическим признаком в таких случаях является кулисно-эшелонированный характер группирования многочисленных гипсовых прожилков в глинисто-песчаном субстрате бортов сместителей, залегающих обычно круче, чем слоистость, и развернутых относительно простирания разрывов по часовой стрелке. Еще более показательно наличие соответствующего подворота синкинематических агрегатов столбчатого гипса в прожилках, указывающего на явную правосдвиговую компоненту надвигов. Кулисно-эшелонированное расположение этих систем разрывно-складчатых дислокаций по отношению к продольной оси самой Нарынской впадины, а также характерное сегментное распределение дислокаций на ее площади – приуроченность и сгущение разрывно-складчатых структур к северо-восточному краю бассейна и отсутствие подобных нарушений в его юго-западной части – является дополнительными указаниями на правосдвиговый характер кинематической обстановки. Правосдвиговая компонента движений фиксируется и в зеркалах скольжения на контактах палеозойских и кайнозойских пород, а также в структурном рисунке и кинематике системы хрупких разломов, нарушающих предорогенную поверхность выравнивания в пределах хребта Байбичетоо. Вместе с дивергентно-веерной «цветковой» структурой таких нарушений в поперечном сечении хребта это указывает на транспрессивный правосдвиговый характер обстановки их формирования.

С целью уточнения и проверки геомеханических условий формирования описанной орогеной структуры в двухстадийном деформационном процессе со сменой кинематики и условий нагружения среды была проведена серия тектонофизических экспериментов на эквивалентных материалах в разных режимах нагружения среды. Именно для сочетания простого левого сдвига или слабой (10 %) левосторонней транстенсии, сменившейся во времени правосторонней транспрессией получена приемлемая сходимость природных и экспериментальных структурных парагенезов и рисунков.

Учитывая правокулисный характер расположения некоторых троговых и грабенообразных структур Северного и Срединного Тянь-Шаня, заполненных отложениями шарпылдакской свиты N_2–Q_1, есть основания полагать, что временным рубежом смены региональной кинематической обстановки в этом двухстадийном орогенном процессе на Тянь-Шане был этап, близкий к позднему плиоцену.

Работа выполнена в рамках исследований по гранту РФФИ № 10-05-00852 и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

А.М. Никишин[1], М. Ваньер[2], А.В. Ершов[1], В.А. Лаврищев[3], А.В. Митюков[4]

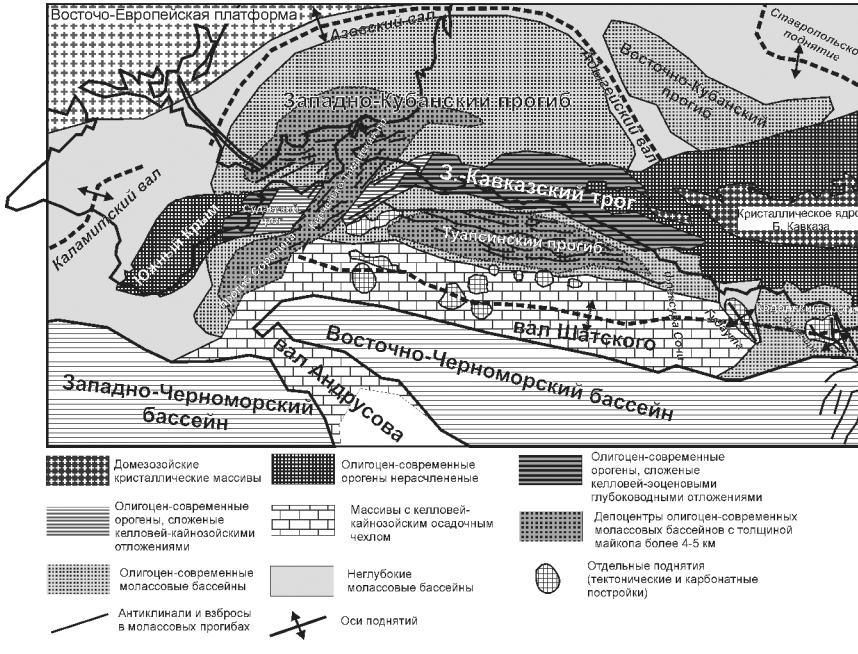
Келловейско-современная история и геодинамика Крымско-Западнокавказско-Восточночерноморского региона

Тектоническая схема изучаемого региона показана на рис. 1А.

В основу работы положены следующие группы данных: (1) полевые работы на Западном Кавказе в России, в Абхазии, в Грузии, в Крыму и в северной Турции; (2) интерпретация 2D и 3D сейсмических данных для Туапсинского прогиба, прогиба Сорокина и Западно-Кубанского прогиба; (3) построенные сбалансированные разрезы

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Shell International Exploration and Production B.V., Гаага, Нидерланды
[3] Кавказгеолсъемка, Ессентуки, Россия
[4] Роснефть, РН-Шельф-Юг, Москва, Россия

А. Тектоническая схема Крымско-Западнокавказского региона



Б. Реконструкция для келловея-поздней юры

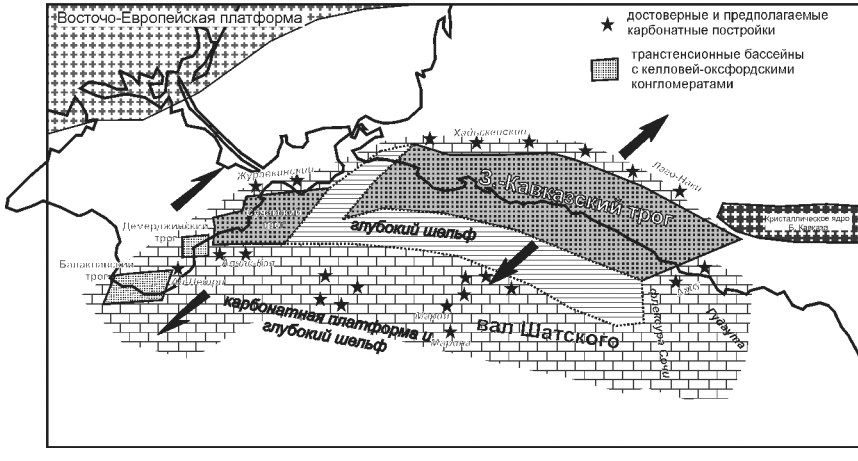


Рис. 1. Тектоническая схема Крымско-Западнокавказского региона (А) и тектоническая реконструкция для келловея – поздней юры (Б)

для районов Западного Кавказа и Южного Крыма; (4) новые палеонтологические данные по многим разрезам юры–неогена; (5) спектры

возрастов детритовых цирконов, определенные для пяти проб с возрастами от поздней юры до олигоцена.

Рассмотрение истории региона мы начинаем с келловейского времени, так как именно перед келловеем имела место региональная орогения и складчатость.

Построение сбалансированных разрезов для района Западного Кавказа [2] показало, что на его месте в келловее – поздней юре возник рифтовый бассейн шириной 80–100 км, который как глубоководный (порядка 1,5 км) трог с преобладанием турбидитовой седиментации существовал до конца эоцена. Этот трог закачивался на востоке примерно у Адлера, а на западе – районом Анапского выступа. Южнее кристаллического ядра Большого Кавказа келловейско-позднеюрского глубоководного трога не было (вероятно, было шельфовое море) (рис. 1Б). Восточно-Кавказско-Южнокаспийский бассейн был отдельным глубоководным трогом.

Наши работы в Крыму показали, что Судакский трог («синклинорий») был келловейско-эоценовым глубоководным бассейном, для которого нами выделены фации от турбидитовых до континентального склона и шельфа [3, 5] (см. рис. 1Б). Судакский трог интерпретируется как бассейн типа пулл-апарт или транстенсионный с крутыми склонами и высокой соседствующей сушей с рифовыми массивами на узком шельфе. Работы в районе г. Демерджи и Балаклавы показали, что можно выделить как минимум два келловейско-позднеюрских депоцентра бассейнов в Южном Крыму с келловей-оксфордской быстрой конгломератовой и олистостромовой седиментацией, сопровождавшейся сбрасообразованием, вращением блоков и обрушением карбонатных платформ. Вероятно, эти депоцентры бассейнов были быстро погружающимися бассейнами типа пулл-апарт или транстенсионными. В целом, в Южном Крыму намечается цепочка присдвиговых транстенсионных бассейнов формировавшихся в условиях правосторонней транстенсии (см. рис. 1Б).

Бассейны Западного Кавказа и Крыма после поздней юры и до конца эоцена в целом сохраняли свою геометрию. Их структурный план несколько нарушался предваланжинскими вертикальными подвижками, альбской фазой рифтинга и синрифтовых вертикальных подвижек, деформациями сжатия на границе палеоцена и эоцена и др.

Альпийские орогенические деформации в Крымско-Западнокавказском регионе начались на границе эоцена и олигоцена (рис. 2). Сейсмические данные показывают, что быстрое погружение и углубление прогибов Туапсинского, Сорокина, Индоло-Кубанского и Керченско-

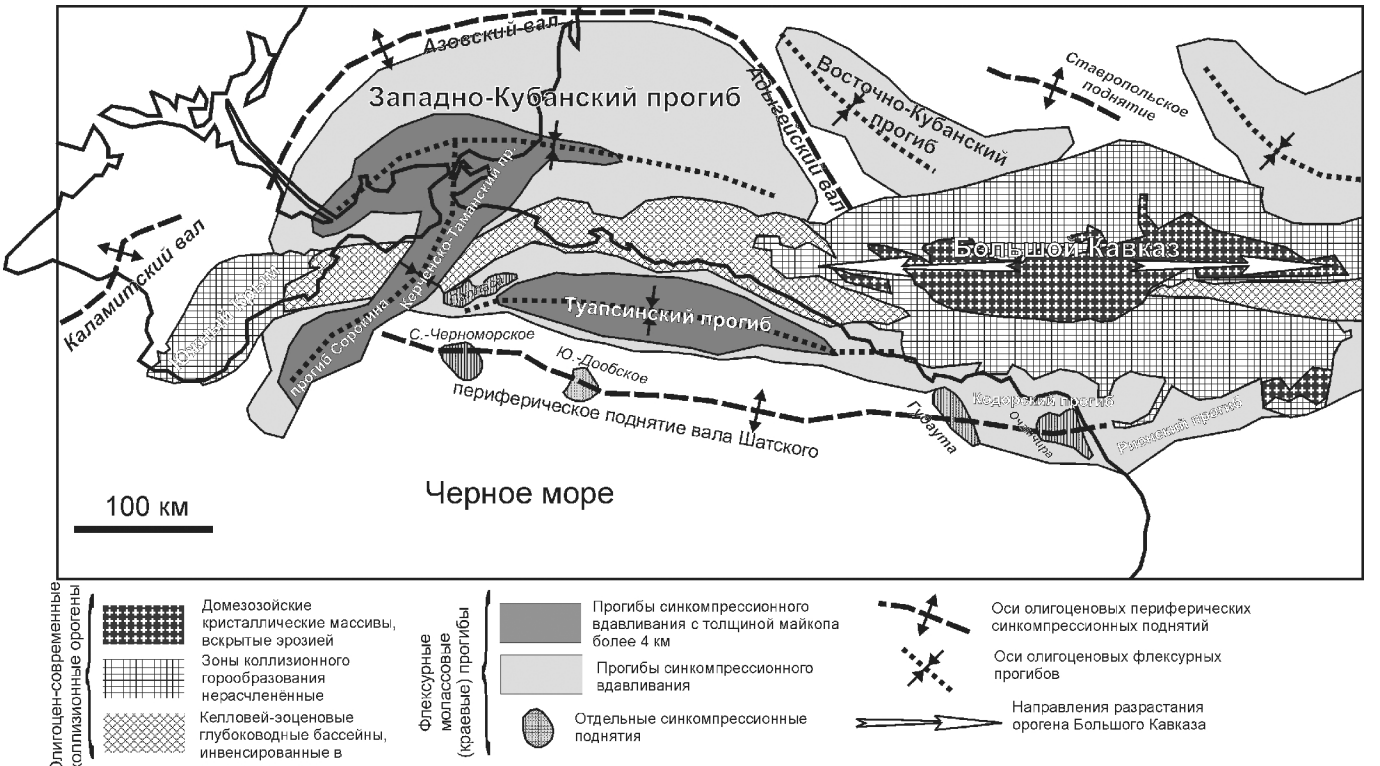


Рис. 2. Схема олигоцен-современной структуры Крымско-Западнокавказского региона

Таманского началось на границе эоцена и олигоцена [1, 2, 4]. Олигоцен – ранний миоцен (майкоп) – главное время формирования данных краевых (флексурных) бассейнов. На сейсмопрофилях видно, что конседиментационная складчатость в ряде участков краевых прогибов началась уже с середины майкопа. В олигоцене начался рост периферических валов параллельных краевым прогибам – поднятия вала Шатского, Азовско-Адыгейского вала и др. Они определенно воздымались в обстановке сжатия.

Сжатие и горообразование на Большом Кавказе и в Крыму начиналось с олигоцена. На Большом Кавказе на границе эоцена и олигоцена началось быстрое воздымание в районе современного кристаллического ядра. В этом секторе не было доолигоценового бассейна, и сразу при сжатии началась коллизия. Об этом свидетельствует то, что в низах майкопа и к югу от Большого Кавказа и к северу имеются дельтовые и турбидитовые песчаники и олистостромы с источником сноса материала в центре Большого Кавказа. Келловейско-эоценовые глубоководные бассейны (Западно-Кавказский и Судакский) с начала олигоцена испытали быструю синкомпрессионную инверсию с выдавливанием деформированных осадочных толщ вверх, интенсивным их деформированием и срывом с более жесткого доверхнеюрского основания. В Южном Крыму складчатость также началась на границе эоцена и олигоцена. Например, на юге Керченского полуострова в районе г. Дюрмен в низах майкопа имеются олистостромовые толщи и обломочные потоки. Складчатость и горообразование продолжаются и до настоящего времени; при этом следует отметить значительную фазу сжатия перед чокраком и убыстрение горообразования в плиоцене–квартере.

Краевые флексурные прогибы (Туапсинский, Сорокина, Керченско-Таманский, Западно-Кубанский и др.) мы рассматриваем как пояса быстрого синкомпрессионного вдавливания вниз, произошедшего в основном в майкопское время. Расстояния между осями субпараллельных краевых прогибов по разные стороны орогенов примерно одинаковы и составляют 100–150 км. Это может указывать на то, что они по динамике формирования были литосферными синклиналями сжатия.

Работы была выполнена при поддержке гранта РФФИ (11-05-00471-а) и программы Darius.

Литература

1. *Митюков А.В., Альмендингер О.А., Мясоедов Н.К., Никишин А.М., Гайдук В.В.* Седиментационная модель Туапсинского прогиба (Черное море) // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 3. С. 384–388.

2. *Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А.* Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 4. С. 515–517.

3. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин и др.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1997. № 3. С. 6-16.

4. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 185 с.

5. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A.* Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: a view from the Russian Platform // Turkish J. Earth Sci. 2011 (in press).

Е.А. Ниткина[1]

Комплекс основания СВ Балтийского щита: изотопные U-Pb данные для комплекса TTG Ингозерского блока (Кольский полуостров)

Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры, на всех региональных геологических картах имеют называние тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – TTG [8]. Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [8], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к “омоложению” возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3,0 млрд лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [5, 7], что, по мнению акад.

[1] ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия; nitkina@geoksc.apatity.ru

Ф.П. Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовой фации метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1, 6, 10], которые представляют собой комплекс основания. В ранее проведенных исследованиях [1, 3, 4, 6, 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты и пегматиты [2].

Предварительное изотопное U-Pb датирование проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Химический состав пород приведен в таблице.

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное.

Анализ циркона из этой пробы был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149±46 млн лет, СКВО = 0.034 (рис. 1А).

Из пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции 0,075 мм навеска – все цирконы фракции (№1); из фракции +0,15 мм – тёмно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№2); из фракции от -0,15 до + 0,1 мм – тёмно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый

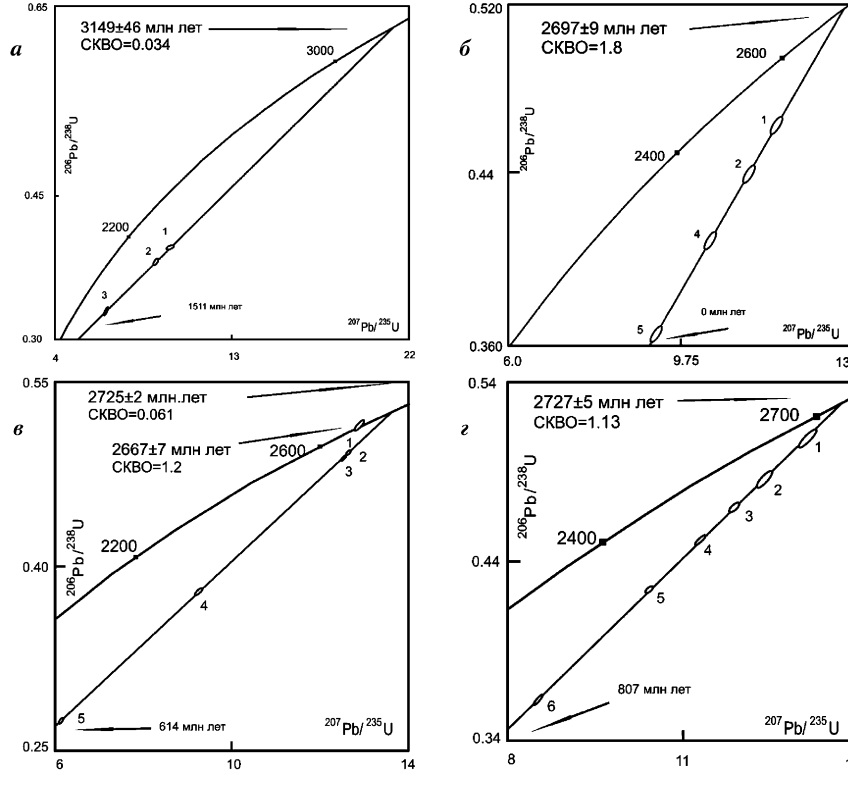


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией: а – для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (по единичным цитрконам); б – для циркона из биотитового гнейса Н-10-01 (классическим методом); в – для циркона из амфибол-биотитового гнейса Н-10-0; г – для циркона из биотит-амфиболового гнейса Н-10-08

циркон от короткопризматического до призматического облика (№3); из фракции от -0,1 до +0,075 мм – все типы, представленные во фракции (№4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697±9 млн лет, СКВО = 1.8 (рис. 1Б).

Таблица. Химический состав гнейсов Ингозерского блока

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Н-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
Н-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
Н-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов Н-10-07. Из пробы отобраны пять популяций циркона для изотопного U-Pb датирования, как классическим методом, так и методом датирования единичных цирконов.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – тёмно-коричневым прозрачным слабо-трещиноватым цирконом призматического облика после второй стадии двустадийного растворения; вторая – темно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; четвертая – темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения темно-коричневого мутного полупрозрачного слаботрещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика.

На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667±7 млн лет, СКВО = 1,2; тогда как дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725±2 млн лет, СКВО = 0,061 (рис. 1В).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы отобраны шесть популяции циркона, представленные следующими типами: (№1) – темно-коричневым прозрачным трещиноватым цирконом призматического облика после первого этапа двустадийного растворения; (№2) – розовым прозрачным цирконом от короткопризматического до призматического облика; (№3) – темно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтово- цирконового типа; (№4) – коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№5) – коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№6) – бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа.

На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727±5 млн лет, СКВО=1.13 (рис. 1Г).

Выводы: Время проявления процессов метаморфизма составляет для биотитовых гнейсов – 2697±9 млн лет; для амфибол-биотитовых

гнейсов – 2725±2 и 2667±7 млн лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727±5 млн лет. Наиболее древний возраст 3149±46 млн установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов.

Литература

1. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Гранитоидны формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л., 1968. С. 5-143.

2. *Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др.* Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л., 1971. С. 141-150.

3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000) / Отв. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР, 1992. 112 с.

4. *Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР, 1978. С. 3-12.

5. *Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В.* // Докл. РАН. 2010. Т. 431, №1. С. 85-90.

6. *Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г.* Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.

7. *Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А.* // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 3. С. 377-381.

8. *Митрофанов Ф.П.* Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. №1. С. 5-14.

9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.

10. *Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.: Недра, 1966.

11. *Stacey J.S., Kramers J.O.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

А.И. Обжиров[1]

Газовые гидраты – участники формирования залежей нефти и газа

Рассмотрим условия образования и разрушения газогидратов. Газогидраты были открыты в 60-е годы 20 столетия. Они образуются при низкой температуре, высоком давлении, при наличии воды и достаточного количества метана. Чем выше температура, тем больше требуется давления для образования гидрата. Например, в Охотском море температура придонной воды равна +2.4 ºС и гидраты метана обнаружены на глубинах от 385 м и глубже. На меньшей глубине при такой температуре воды давления для образования газогидрата не достаточно. При температуре 0 ºС гидрат метана может образоваться на глубине моря около 300 м. При увеличении температуры и (или) снижения давления газогидрат разрушается и переходит в газовое состояние. При этом из 1 $см^3$ газогидрата выделяется около 165 $см^3$ метана.

Сделаем некоторые пояснения. В Охотском море потоки пузырей метана из донных отложений в воду встречены на глубинах шельфа и склона, от 40 м до 1200 и более м. Они приурочены к зонам разломов, причем их количество растет в периоды сейсмо-тектонических активизаций. На Сахалинском восточном шельфе и склоне Охотского моря первый выход пузырей метана был открыт нами в 1988 году [1]. Затем их количество с каждым годом в этом регионе росло и к 1995 году достигло более 80. В мае 1995 года произошло землетрясение в Нефтегорске магнитудой около 7 по шкале Рихтера. Схожие землетрясения зафиксированы в Углегорске, 2001, на Хоккайдо, 2003, в Невельске, 2007, в Китае, Суматре и других районах западной части Тихого океана. К 2009 году в восточной части шельфа и склона Охотского моря число выходов пузырей метана достигло 500, благодаря сейсмо-тектонической активизации этого региона.

То есть, в морях и прибрежной зоне в западном секторе Тихого океана, начиная с 1988 года и по настоящее время, происходит сейсмическая активизация, что приводит к возникновению новых разломов и обновления и активизации уже имеющихся. По ним из глубоких горизонтов нефтегазсодержащих пород к поверхности мигрируют газы (в Охотском море преимущественно метан), которые в виде пузырей выходят из донных отложений в воду и частично из воды в

[1] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток, Россия; obzhirov@poi.dvo.ru

атмосферу (рис. 1). В условиях стабильности газогидратов, то есть, при низкой температуре и высоком давлении, в районе потока метана в донных осадках, образуются слои, прослойки, фрагменты газогидратов. Важно то, что при этом, они частично перекрывают дальнейший поток метана к поверхности и под ними на границе стабильности газогидратов (подошве газогидратов) формируется газовая залежь. Обычно подошва газогидратсодержащих пород находится на глубине 200–300 м от поверхности дна в связи с ростом температуры осадков, что зависит от геотермического градиента Земли [2, 3].

Отметим, что первоначально поток метана по зоне разлома консервируется газогидратом. Затем, при дальнейшем осадконакоплении в определенные геологические периоды газогидрат опускается глубже, где за счет геотермического градиента температура осадков увеличивается. Газогидрат под действием температуры переходит в газ (метан), образуя залежь. В период сейсмо-тектонической активизации часть свободного газа по разломам мигрирует в верхние слои донных осадков, где в слоях с пониженной температурой придонной воды снова образуется газогидрат. За определенное геологическое время периоды сейсмо-тектонической активизации и стабилизации повторяются, и процесс формирования нефтегазовых залежей сопряженных с газогидратами продолжается. При этом, газогидраты могут служить индикатором перспективности поиска нефтегазовых залежей в районе обнаружения потоков пузырей метана из донных отложений в воду.

На площадях распределения потоков пузырей газа (метана) поверхность дна нарушается в связи с тем, что потоки метана разрыхляют донный осадок, и он выносится донными течениями. Кроме того, на склонах по газонасыщенным слоям происходят оползни. При образовании в верхних слоях донных осадках газогидратов происходят раздувы, то есть образуются возвышения, бугры. При разрушении газогидратов формируются углубления, ямы. В Охотском море суммарный диаметр площади ямок и бугров достигает 1 км. Изменение высоты и глубины этих морфоструктур относительно поверхности дна достигает 20–30 м. К настоящему времени на Сахалинском северо-восточном склоне обнаружено более 500 потоков пузырей метана, сопряженных с локальными морфоструктурами поверхности дна и развитием на этих структурах многочисленных представителей бентоса (калиптогены и др.), зоопланктона, крабовых и рыбы. Это биоразнообразие, которое использует метан для энергетического питания в результате хемосинтеза, также является индикатором наличия возможных залежей нефти и газа в недрах.

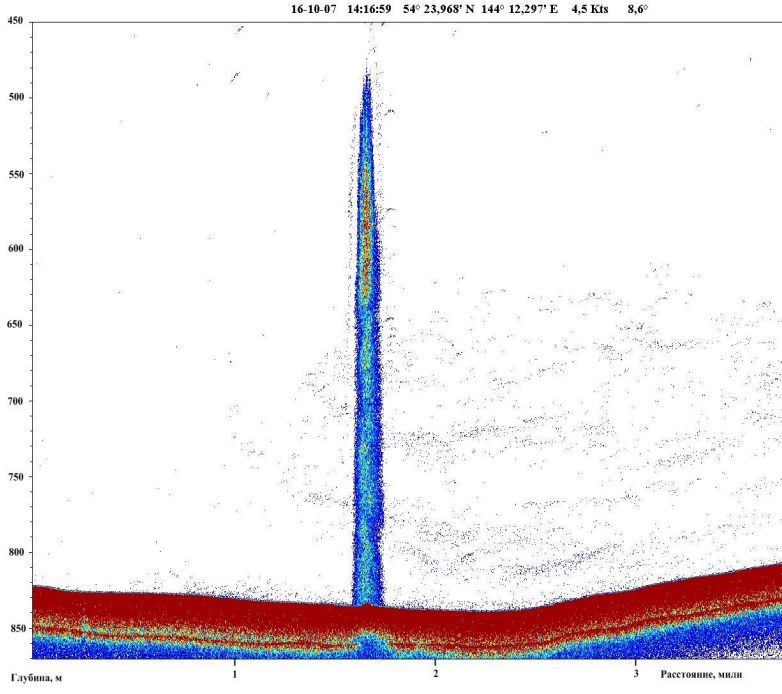


Рис. 1. Гидроакустическая эхограмма потока пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря

В настоящее время многие страны прилагают усилия по добыче метана из газогидратов. На суше этот процесс уже хорошо изучен на Месояхском месторождении газогидратов, расположенном на севере Красноярского края. На море газогидраты залегают на больших глубинах – 400 м и глубже. Они распределены в донных отложениях островными площадями в районе потоков пузырей метана. Поэтому извлекать метан из газогидратов сложно и до настоящего времени коммерчески не эффективно. Существуют некоторые предложения по сбору газогидратов на дне по типу разработки углей открытым способом. Этого нельзя делать из-за загрязнения, замутнения и нарушения окружающей среды. Предлагаются способы закачки теплой воды в скважины, пробуренные в газогидратсодержащей толще. Этот метод экономически не эффективен.

Мы тоже предложили способ добычи метана, но не нарушая донные осадки. Метан отбирается из потока пузырей в воде (рис. 2). Под куполом пузыри метана на такой глубине моря снова образуют газо-

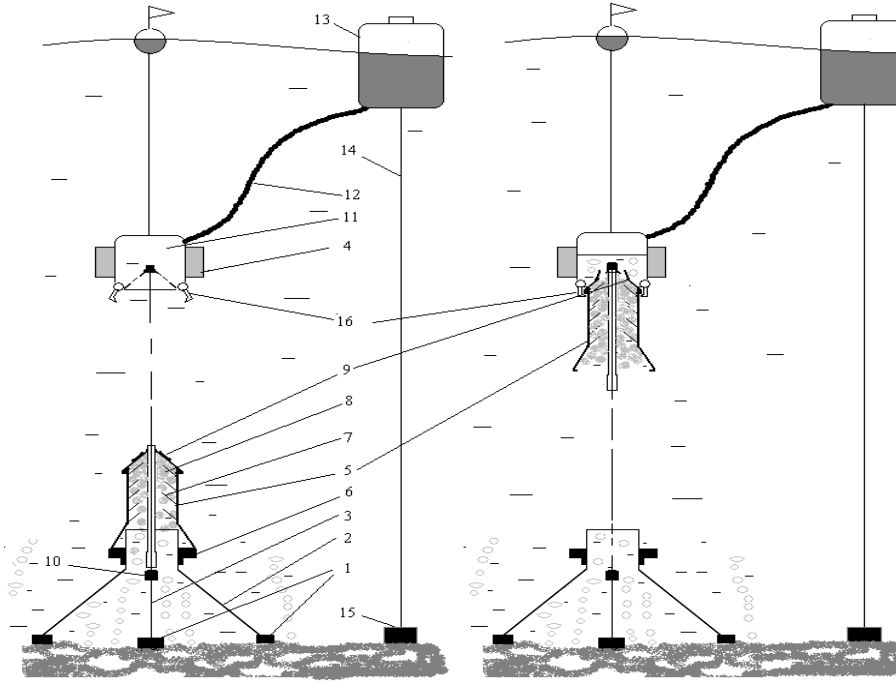


Рис. 2. Пример отбора потока пузырей метана в районе газогидратов в коммерческих целях. Описание см. [4]

гидрат, который всплывает к поверхности. На поверхности он превращается в газ и отбирается через шланг судном газосборщиком [4]. Интересно, что в Японии пришли к выводу о полезности использования газогидратов наоборот. То есть, когда имеются небольшие источники метана (например, попутный газ нефтяных скважин, угольный метан), его превращают в газогидрат с помощью установки с высоким давлением. В нее впрыскивается вода, напускается метан, и образуются шарообразные кусочки газогидратов. Они загружаются в рефрижератор и развозятся по потребителям. Кроме экономической выгоды этот метод способствует очищению окружающей среды.

Таким образом, Газогидраты и нефтегазовые залежи имеют пространственно-временную связь. По зонам разломов в период сейсмотектонической активизации метан из нефтегазсодержащих пород мигрирует к поверхности донных осадков моря и в зоне стабильности газогидратов образуется газогидрат в верхних слоях донных осадков. Он консервирует углеводороды и способствует формированию месторождений нефти и газа. Потоки метана и газогидраты яв-

ляются индикаторами перспектив поиска нефтегазовых залежей в районе их обнаружения.

Литература

1. *Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др.* Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

2. *Обжиров А.И.* Взаимосвязь газогидратов и нефтегазовых залежей в Охотском море // Генезис нефти и газа: Сб. науч ст. М.: ГЕОС, 2003. С. 226-228.

3. *Obzhirov A., Shakirov R., Salyuk A., Suess E., Biebow N., Salomatin A.* Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // Geo-Marine Letters. 2004. V. 24, № 3. P. 135–139.

4. *Обжиров А.И., Тагильцев А.А.* Технологический комплекс для разработки газогидратных залежей в открытом море: Пат.2386015 РФ. 2010.04.10, Бюл. № 10.

А.Н. Обухов[1]

Новое региональное изучение осадочных бассейнов

Осадочные бассейны (ОБ) представляют собой уникальный планетарный феномен. Из всех планет солнечной системы только Земля и Марс достоверно имеют на своей поверхности столь важное свидетельство активной геологической жизни планеты. Осадочные бассейны формируются только при наличии тектонической активности (рельефа), атмо-гидросферы (флюидосферы) и изменчивости температур и давлений (климата). А после некоторой эволюции ОБ в них неизбежно появляется еще один мощный фактор осадкообразования и осадконакопления – биогенный. В ОБ происходит массированное преобразование первичного (эндогенного) вещества земной коры в осадочные формации, более приспособленные для развития в них и на них жизни. Кроме преобразования магматических формаций ОБ выполняет еще одну весьма важную изученную функцию: избирательную концентрацию вещества глубинных флюидов. Таким образом, ОБ – это своеобразный и концентратор и сепаратор (разделитель) вещества глубинных флюидов. ОБ может улавливать поток

[1] ОАО «Газпром нефть», Москва, Санкт-Петербург, Россия, obukhov.an@gazprom-neft.ru

этих флюидов, трансформировать их в высокомолекулярные соединения, которые впоследствии или концентрируются в осадочных слоях или, что неизбежно, мигрируют в приповерхностные зоны бассейна и образуют в них повышенный фон в основном углеводородных компонентов; осадочные бассейны – это самые мощные на Земле концентраторы углерода.

Осадочные бассейны обязательно и существенно мигрируют по земной поверхности,и к настоящему времени любая точка ее прошла несколько раз через систему «ОБ».

Итак, в результате деятельности ОБ на планете происходит переработка первичного материала земной коры, концентрация и сепарация мантийных флюидов и формирование новых породно-минеральных ассоциаций, а в конечном итоге жизни. Они многократно перерабатывают, пропускают сквозь себя приповерхностные зоны земной коры и постепенно, в результате усложнения факторов седиментогенеза, занимают практически всю поверхность планеты. В ОБ агрессивные, химически активные эндогенные породы преобразуются в биофильные, приспособленные к развитию на них жизни осадочные толщи, причем, чем моложе осадочные бассейны, тем более они сродственны биосфере.

В целом, осадочные бассейны – это наиболее надежный признак геологической активности планеты и необходимое условие наличия биосферы.

Условием эволюции и процветания жизни является совместное развитие осадочных бассейнов. Неслучайно, основные тектоно-седиментационные этапы жестко коррелируют с крупными эволюционными рубежами в становлении биосферы. Биогенный фактор седиментогенеза (бассейнообразования) отличается особой мобильностью и агрессивностью. С его помощью происходит экспансия осадочных бассейнов в самые удаленные области размыва (например, в виде почв). Жизнь возникла как результат усложнения системы «ОБ» при достижении необходимого и достаточного разнообразия факторов, образующих эту систему. Но это же разнообразие является необходимым условием распространения и эволюции биосферы. Таким образом, именно многообразие бассейнов порождает многообразие биоценозов, а соответственно разнообразие органического мира. В технологической деятельности цивилизации наиболее опасной следует считать такую деятельность, которая уничтожает факторы седиментогенеза, влияет на осадочный бассейн. Здесь происходит подрыв не самой

биосферы, а оснований, на которых она развивается, и поэтому экологический ответ может быть катастрофическим и необратимым.

Таким образом, мы видим, что масштабные исследования ОБ имеют мировоззренческое значение для человечества. Важно, что в их структуре, строении и вещественном содержании записана практически вся история развития Земли и важно, что интересно и продуктивно только комплексное фундаментальное изучение ОБ. В мире уже осознана необходимость комплексного регионального изучения ОБ – это проект Basin SPAN компании ION, котором производятся региональные сейсмические работы (профили протяженностью тысячи километров и с длиной записи до 18 сек.), и все данные собираются по всему бассейну как целостному объекту.

Предлагается обсудить целесообразность организации всероссийского федерального научного проекта «Новое региональное изучение осадочных бассейнов», необходимость которого обусловлена следующими глобальными обстоятельствами.

Необходимость комплексного анализа потока фактических данных. В последние десятилетия сложилась уникальная ситуация с огромным и неуклонно возрастающим потоком сейсмической и буровой информации по осадочным бассейнам в связи с поисками месторождений углеводородов. Вместе с тем, новые экономические отношения делают эту весьма дорогую информацию закрытой для «посторонних» исследователей. В результате интереснейшая (и опять же дорогая информация) анализируется локальной исследовательской группой, а потом оседает в закрытых фондах и серверах. Поэтому главная задача текущего момента – подключить к анализу этой массово поступающей эксклюзивной и весьма дорогой информации, имеющиеся в стране научные коллективы. Здесь может быть и существенный синергетический эффект, когда мы сможем сравнивать региональные модели различных осадочных бассейнов, изученных разными исследовательскими группами.

Изучение ОБ способствует развитию высоких технологий. Благодаря нефтегазовому бизнесу мощное развитие получили геофизические и особенно сейсмические технологии изучения осадочной оболочки, которые поставляют весьма многообразную, детальную и надежную информацию не только по седиментологии, тектонике, литологии, флюидодинамике, но и многим другим дисциплинам. Высокие технологии 3-4-D-моделирования позволяют по новому увидеть геологические объекты и явления и именно они должны быть основой бассейнового моделирования и прогнозирования. Предлагаемый фе-

деральный проект может быть новым этапом в развитии технологий геологоразведки и интерпретации.

Возможность развития новых фундаментальных направлений. Новая геологическая информация несомненно приведет к новым фундаментальным открытиям. Масштабные сейсмические исследования осадочных бассейнов, проводящиеся по всему миру в связи с поисками углеводородов, уже сейчас поставили такое количество новой информации, что возникла необходимость изменения основных принципов геологического анализа. Наиболее важные новые данные получены по следующим направлениям:

- тектоника и структурные характеристики бассейнов различных типов;
- формации и седиментология бассейнов;
- гидродинамические модели месторождений углеводородов и бассейнов.

Следует отметить такие важные проблемы как построение тонких моделей месторождений углеводородов – на самом деле мы имеем дело не с пластами, а с тысячами слойков, пропластков, переслаивающихся с непроницаемыми линзами, причем мощность резервуара может быть весьма значительной – это вся нефтегазоносная толща, – сланцевый газ и сланцевая нефть из нее. Важная проблема осадочных бассейнов – флюидодинамика, вызывающая и усиливающая реологические свойства осадочной толщи – бассейн постоянно «течет» под воздействием гравитационных сил. Из этого следует необходимость восстановления гравитационно-геодинамической истории развития осадочных бассейнов. Гравитационная геодинамика представляет новый способ тектонической интерпретации эволюции осадочных бассейнов, основанный на безусловном преобладании регионального растяжения в их истории развития. Гравитационная геодинамика – это тектоника ОБ. Характерной их особенностью является направленная миграция структурно-формационных комплексов внутри них (см. рисунок).

И последнее – весь двадцатый век был веком специализации, когда мы только сожалели о невозможности универсального знания. Тогда в отечественной геологии работали сотни тысяч специалистов по самым различным отраслям нашей науки. Эти времена прошли, теперь мы знаем, что такого количества институтов, таких узких специализаций уже не будет никогда. Поэтому объединение геологических знаний, создание ясных и конкретных геологических моделей, понятных инвестору, является задачей выживания геологии как науки.

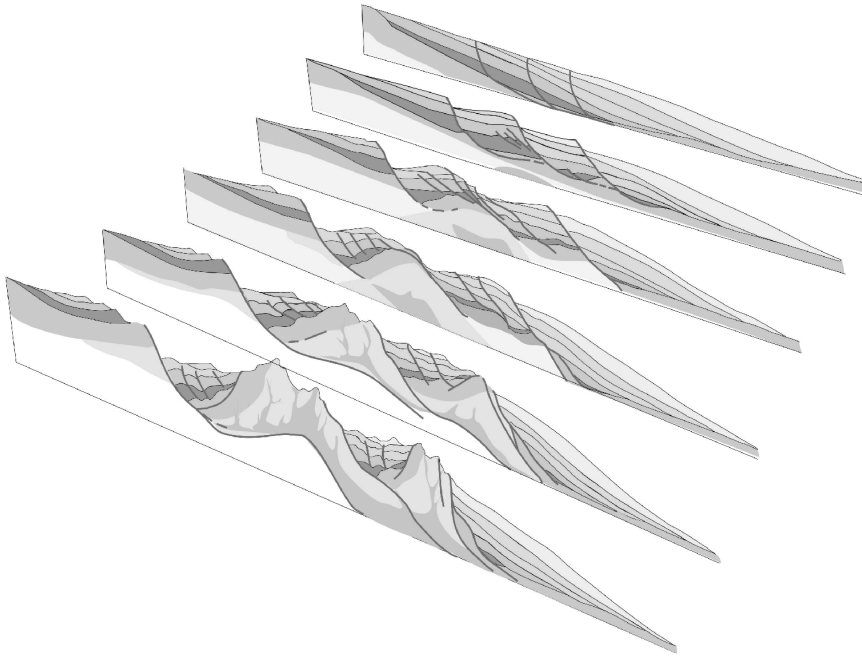


Рис.1. Модель гравитационно-геодинамической эволюции осадочных бассейнов

И еще одно – интенсивное изучение осадочных бассейнов закончится, как только будет найден альтернативный источник энергии и, поэтому, нужно спешить.

О.П. Полянский[1], А.В. Прокопьев[2], Ю.П. Стефанов[3]

Стадийность формирования Вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстрипинг-анализа и численного моделирования

Принадлежность механизма формирования осадочного бассейна к определенному типу является важным вопросом, так как позволяет оценивать его нефтегазоносный потенциал. Выяснение причин и механизмов образования конкретных осадочных бассейнов выполняется, среди прочего, с использованием метода бэкстрипинг-анализа. Ценность этого одномерного метода состоит в том, что он дает количественную информацию о динамике погружения в данной точке бассейна вне зависимости от априорной концепции исследователя.

Вилюйский осадочный бассейн – крупная впадина общей площадью около 300 тыс. км^2, расположенная на востоке Сибирской платформы. Она выполнена отложениями мезо- и неопротерозоя, палеозоя и мезозоя. Суммарная толщина всего разреза в наиболее прогнутой части превышает 14 км, а по бортам сокращается до 3 км и менее. В пределах впадины выделяются Ыгыаттинский, Кемпендяйский, Линденский, Сыангдинский, Сарсанский и Тангнарынский грабенообразные прогибы северо-восточного простирания, выполненные мощными (до 6 км в Кемпендяйском прогибе) пестроцветными и сероцветными обломочными и карбонатными породами среднего–верхнего девона и нижнего карбона с пластами гипсов, ангидритов, каменной соли и покровами базальтов [1]. Эти прогибы разделены продольными и поперечными поднятиями и представляют собой ветви трехлучевой рифтовой системы среднепалеозойского возраста, основное тело которой погребено на востоке под Верхоянским складчато-надвиговым поясом. Среднепалеозойские рифтогенные структуры плащеобразно перекрыты отложениями среднего карбона – мела Вилюйской синеклизы, мощность которых превышает 6 км в ее осевой части.

Нами на примере Вилюйского осадочного бассейна проведен анализ динамики осадконакопления на предмет выяснения механизмов формирования бассейна. По известной методике [2] выполнены реконструкции эволюции погружения и осадконакопления на основе

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
[3] Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, Россия

данных 14-ти стратиграфических колонок, полученных при бурении скважин в пределах территории бассейна 400 на 250 км (вдоль продольной и поперечной оси, соответственно).

Метод. Реальная (реконструированная) мощность осадочного бассейна рассчитывается следующим образом. Рассматривается одномерный (по глубине) процесс осадконакопления, приводящий к образованию толщи с некоторым числом слоёв, для которых задаются теплофизические характеристики литологических типов пород: плотность твердой фазы, теплопроводность, коэффициент уплотнения и начальная пористость на поверхности. Метод заключается в последовательной реконструкции палеотемпературы и палеоглубины погружения многослойной толщи осадков с переменным числом слоёв с известными теплофизическими характеристиками пористой породы. Алгоритм расчета состоит в следующем. Начиная с момента времени, когда развитие бассейна считается завершенным, производится последовательная, с обратным временем, реконструкция глубины погружения каждого осадочного слоя. Вес осадочной колонки постепенно уменьшается, каждый слой, начиная с самого молодого, «выводится» на поверхность (метод backstripping [3]). При этом производится коррекция его толщины за счет уплотнения осадков.

С помощью этого метода были проанализированы данные по скважинам в на северном фланге Вилюйского и центральной части Приверхоянского прогиба (Северо-Линденская, Средне-Тюнгская, Хоромская, Прибрежная); в центральной части Вилюйского бассейна (Чабыдинская, Усть-Тюнгская, Средне-Вилюйская) и его южном фланге (Кедепченская, Арбайская, Восточная, Северо-Синская, Баппагайская). Форма кривых погружения существенно различается в разных участках бассейна. В координатах «возраст – глубина» (ось последней направлена вниз) кривые имеют вогнутый (например, Средне-Вилюйская) или выпуклый (Северо-Линденская) характер. Физический смысл этого состоит либо в замедлении (1-й тип), либо в ускорении (второй 2-ой тип) осадконакопления. При непрерывной «записи» осадконакопления (без разрыва ввиду эрозии осадков), кривые погружения имеют характерный вид для разного типа осадочных бассейнов, различающихся по механизму образования [4]. Форма некоторых кривых показывает смену во времени характера осадконакопления с замедленного на ускоренный (Кедепчинская, Восточная). На ряде кривых наблюдается резкий скачек скорости погружения во время излияния Сибирских траппов (около 250 млн лет, Средне-Тюнгская, Хоромская, Чабыдинская). Этот скачок не сопро-

вождается этапом последующего медленного опускания ввиду термической релаксации, поэтому не соответствует типичному рифтовому событию. На основании данных о погружении фундамента, полученных методом бэкстриппинг, и ряде характерных признаков, выделяется два рифтовый рифтовых этап развития бассейна: среднепозднедевонский и (менее уверенно) кембрийский, а также и стадия форланда в средней–поздней юре., т.е. коллизионный этап. Последний, вероятно, связан с орогеническими событиями в Верхоянско-Черском поясе. Рифтогенез, по-видимому, сопровождался внедрением базитовых магм в виде дайковых поясов, (Вилюйско-Мархинского и Чаро-Синского), обрамляющих бассейн с флангов.

Для оценки величины возможного растяжения была модифицирована 1D-модель двухслойной литосферы, являющейся развитием однослойной модели “мгновенного” растяжения коры Д. Маккензи [5]. Для оценки параметров рифтогенеза использовалась модель неоднородного по глубине растяжения двухслойной литосферы, состоящей из коры и литосферной мантии. В модели учитывалась доля растяжения, выражающегося в объеме внедрившихся вертикальных даек базитов. Предполагается, что в процессе осадконакопления литосфера уравновешена согласно изостазии. Метод основан на принципе изостатического равновесия при растяжении и утонении литосферы и модифицирован с учетом уплотнения осадков и температурного последействия при рифтогенезе. Рассматривается неоднородное по глубине растяжение двухслойной литосферы, состоящей из коры толщиной h и плотностью ρc и литосферной мантии толщиной H и плотностью ρm, залегающей на астеносфере плотностью ρa. После утонения мощность коры и мантийной литосферы уменьшаются до величин h / β и H / δ соответственно. Общее утонение литосферы будет $\varepsilon = \frac{H + h}{h/\beta + H/\delta}$, где β > 1 и δ > 1 – коэффициенты растяжения корового и мантийного слоя, соответственно. Рассматривается возможное расширение литосферы на относительную величину γ (0< γ <1) вследствие внедрения дайкового материала на относительную величину γ (0< γ <1). Производится моделирование с перебором вышеназванных параметров и по соответствию модельных и наблюдаемых глубин стратиграфических границ находится наиболее оптимальный вариант. Современная толщина коры по геофизическим данным в центре Вилюйской впадины при толщине осадочного чехла 6–8 км и в ее обрамлении составляет 34–36 км и около 42 км соответственно. Из этих соотношений утонение, наблюдаемое в совре-

менном состоянии, оценивается величиной всоставляет до 1.5–1.6 раз. Модельные оценки показывают, что утонение литосферы оказывается неоднородным: как правило, мантийная часть литосферы растягивается в большей мере, чем коровая (в диапазоне 1.2–2 для мантийной и в диапазоне 1.0–1.4 для коровой части литосферы). При этом доля расширения в при рифтогенезе за счет даек оценивается в разных частях бассейна составляет от 0 до 10 %. Важно отметить, что значимое расширение за счет внедрения дайкового вещества предсказывается в частях участках прогиба, расположенныхй ближе к флангам. Это пПредполагается, что под центральной зоной бассейна растяжение происходит в пластичном режиме, а ближе к периферии – в хрупком.

Чтобы проверить эту гипотезу нами была разработана численная модель деформации коры и литосферной мантии в рамках упругохрупкопластичной реологии с учетом повреждаемости среды. Для описания прочности геоматериалов используются различные модификации закона Кулона-Мора, согласно которому прочность среды пропорциональна давлению (нормальному напряжению). В то же время, с увеличением глубины и ростом давления в земной коре не происходит монотонного увеличения «прочности» среды, ее величина ограничена и изменяется с глубиной. Для согласования с с существующими оценками прочности коры и мантии, параметры, определяющие свойства среды, были скорректированы так, чтобы учесть изменения эффективных прочностных свойств литосферы с глубиной. Предполагалось, что 2-слойная пластина подвержена растягивающим напряжениям, и ее конечная форма определялась из решения задачи плоской деформации со свободной верхней границей. Смоделированы ситуации, где в центральной зоне образуется «рифтовая» впадина, а по периферии концентрируются в виде линий (полос) нарушений сплошности среды, которые можно интерпретировать как дайковые пояса, обрамляющие Вилюйский прогиб.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-00181, 11-05-00661, 10-05-00718.

Литература

1. *Фридингер П.Дж., Ревердатто В.В., Полянский О.П.* Метаморфизм погружающихся осадков в рифтогенных структурах земной коры (модельный подход) // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 81-90.

2. *Гайдук В.В.* Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 126 с.

3. *Steckler M.S., Watts A.B.* Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 1-13.

4. *Angevine C.L., Heller P.L., Paola C.* Quantitative sedimentary basin modeling. Tulsa: AAPG, 1990. 450 p.

5. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25-32.

В.И. Попков[1]

Деформации комплексов разновозрастных осадочных бассейнов, расположенных вне складчатых поясов: данные наблюдений, механизмы деформации, нефтегазоносность

В отличие от межплитных складчатых сооружений, где крупные шарьяжи и надвиги наглядно иллюстрируют ведущую роль тангенциального стресса в формировании их структуры, происхождение внутриплитных деформаций часто связывается с вертикальными движениями блоков фундамента. Однако накопленный к настоящему времени обширный геолого-геофизический материалы свидетельствует о широком развитии не только в фундаменте, но и в осадочном чехле литосферных плит дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Существование таких структур доказано как в пределах разновозрастных континентальных платформ, так и океанских плит. Данной проблеме посвящены работы многих исследователей (Ю.В. Казанцев, М.А. Камалетдинов, М.Л. Копп, Ю.Г. Леонов, Ю.Н. Разницин и др.), в том числе и многочисленные работы автора [1–15 и др.].

Так, в работах [1–7 и др.] впервые было доказано широкое развитие складчато-надвиговых дислокаций в осадочном чехле запада Туранской плиты. Обнаружены целые области со сложным чешуйчато-надвиговым строением. Установлена приуроченность линейных платформенных антиклиналей к фронтальным частям надвигов и региональным сдвигам. Доказан длительный, импульсивный характер развития складчато-надвиговых дислокаций, происходящий в обстановке периодически повторяющегося горизонтального сжатия. Обосновано решающее значение сил бокового сжатия в формировании дислокаций в чехле молодой платформы в противовес бытовавшему

[1] ФГБОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

представлению о приоритетности вертикальных блоковых подвижек в образовании платформенных складок. Закономерная приуроченность линейных антиклиналей к фронтальным зонам надвигов, зависимость морфологии складок от направления падения поверхностей разрывов, обусловливающая асимметричность их крыльев, совпадение времени активного роста поднятий и контролирующих разрывов указывают на то, что надвиговые структуры являются первичными, а складчатые – вторичными, подчиненными надвиговым. Последующее качественное изменение формы залегания слоистых толщ в условиях возрастающего действия бокового сжатия приводит к формированию в лобовых частях тектонических пластин мощных зон приразломного сжатия. Сами разрывы в верхних частях разреза близвертикальны, с глубиной они выполаживаются, переходя в субгоризонтальные срывы.

Принадвиговые антиклинали развивались импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений, что запечатлено в виде несогласий, перестроек структурного плана территории, смене осадочных формаций. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, складчато-надвиговые дислокации набирают до 65–80 % современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются паузы относительно тектонического покоя с постепенным замедлением, вплоть до полного прекращения, подвижек по надвигам и соответственно роста поднятий. Отражение многих складок и надвигов в современном ландшафте, а в ряде мест дислоцированность плиоцен-антропогеновых толщ в зонах разрывов, приуроченность к ним очагов землетрясений и сейсмодислокаций, свидетельствует о продолжающейся их жизни и в настоящее время.

В последующих работах было показано [6–11 и др.], что горизонтальным тектоническим движениям принадлежит определяющая роль в формировании структуры не только межплитных складчатых сооружений, но и внутренних областей молодых и древних платформ, а также океанических плит. Был сделан вывод, что литосферные плиты не являются абсолютно жесткими геологическими телами, а гораздо более тектонически мобильны, чем это предусматривалось в традиционных вариантах тектоники литосферных плит, что в процессе своего развития они периодически подвергаются воздействию тангенциального стресса, сопровождающегося сокращением их площади не только за счет поддвига, тектонического «сдваивания» (окраины плит), но и образования внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций.

Сравнительный анализ морфологии внутриплитных деформаций бокового сжатия и дислокаций подвижных поясов позволил прийти к

заключению о принципиальном подобии механизмов их формирования и, соответственно, о достаточно универсальном характере дислокационного процесса в земной коре, в основе которого лежат горизонтальные тектонические движения [6, 8, 10, 11 и др.].

Вполне естественно возникает вопрос об источниках тангенциального стресса, который неоднократно испытывают платформы в процессе своего развития. В качестве «генератора» сжатия, по мнению ряда исследователей, выступают смежные с платформой складчатые пояса, откуда в тело платформы передаются, постепенно затухая, напряжения. Эта закономерность, как известно, была подмечена еще А.П. Карпинским, а затем развита Н.С. Шатским, который отмечал, что «влияние движений в Уральской складчатой области на движения платформы несомненно».

Позже в одной из своих работ Ю.М. Пущаровский (1969) заостряет внимание на явлениях передачи на большие расстояния в сторону платформы тектонических напряжений, «индуцированных процессами, протекающими в смежных геосинклинальных областях», в связи с чем им было введено понятие о резонансных структурах. Поддерживая эти взгляды, В.Е. Хаин (1986) указывал еще на один возможный источник напряжений — спрединг в прилегающих океанах, вызывающий компенсационное сжатие на кратонах. Нельзя, на наш взгляд, исключать и наличия местных – внутриплитных полей напряжений, ответственных за образование складчато-надвиговых дислокаций.

Несомненно, что процессы сжатия в складчатых областях, на континентальных платформах и океанских плитах являются следствием более общих причин, формирующих глобальную структуру литосферы. Наиболее вероятной причиной возникающих напряжений в верхних слоях литосферы могут служить конвективные течения в мантии, реальность существования которых признается многими геофизиками и геологами. Возникающие при этом напряжения способны приводить как к расколу литосферы с образованием рифтовых систем или даже океанов, так и к формированию межплитных и внутриплитных деформаций [6–8 и др.]. Возможно также участие ротационных сил, «плюмовой» теконики и других процессов.

В предыдущих работах автора [11–15 и др.] было показано, что в зонах внутриплитных дислокаций происходит разрядка глобальных и региональных тектонических напряжений, обусловливающая их высокую сейсмическую активность, локализуется высвобождение значительной части механической энергии, осуществляется ее переход в тепловую, резко ускоряются процессы массопереноса на фоне отно-

сительно стабильных смежных участков плит. Высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектоно-динамические процессы, происходящие в высокомобильных площадях, в т.ч. в зонах внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, и носящие импульсивный непрерывно-прерывистый характер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации углеводородов (УВ), их выделением в свободную фазу, многократно активируют процессы вертикальной и латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон АВПД и внедрению УВ в коллектора-ловушки. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что, с учетом вышеизложенного, предопределяет высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

Таким образом, многолетние исследования тектоники и геодинамики нефтегазоносных осадочных бассейнов позволяют говорить о том, что внутриплитные складчатые дислокации являются не только самостоятельными высокомобильными структурами земной коры, но и нефтегазогенерирующими и аккумулирующими системами. Установленная прямая взаимосвязь генерации и миграции углеводородов с тектонодинамическими процессами и сопутствующими явлениями (сейсмичность, термо-, гидро-, электродинамические и др. явления) является составной частью более общего и универсального природного явления – механогеохимии нафтидогенеза [14–15 и др.].

Работа выполнена в рамках проектов 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2011 годы)», РФФИ: 11-05-00857, 09-05-96502-р_юг_а.

Литература

1. *Попков В.И.* Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 674–678.

2. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 3. С. 678–682.

3. *Попков В.И.* Кырынско-Токубайский вал – крупнейшая надвиговая структура запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 4. С. 954–957.

4. *Попков В.И., Жданов С.М.* Кайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 4. С. 925–927.

5. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 6. С. 32–43.

6. *Попков В.И.* О механизме дислокационного процесса на платформах // Структурная геология, геофизика и нефтегазоносность. Уфа: Институт геологии БНЦ, 1992. С. 28–34.

7. *Попков В.И.* Тектоника запада Туранской плиты (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 44 с.

8. *Попков В.И.* Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.

9. *Попков В.И.* Тектоника запада Туранской плиты. М.: Наука, 1992. 180 с.

10. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2001. 172 с.

11. *Попков В.И.* Стресс-тектоника литосферных плит // Экологический вестник научных центров Черноморского Экономического Сотрудничества. 2005. №1. С. 71–79.

12. *Попков В.И.* Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность Арало-Каспийского региона // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 420–423.

13. *Попков В.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность надвиговых дислокаций платформенных областей // Фундаментальные проблемы нефтегазогеологической науки. М.: ВНИИОЭНГ, 1990. С. 185–190.

14. *Попков В.И.* Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность платформ // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: МГУ, 1998. С. 164–165.

15. *Попков В.И.* Стресс-тектоника. Генерация, миграция и аккумуляция УВ – основные закономерности // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология – итоги XX века. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 155–156.

В.И. Попков[1]

Геологические предпосылки выявления новых нефтегазоперспективных объектов в фундаменте

Нефтегазоносность магматических и метаморфических пород фундамента доказана в настоящее время во многих нефтегазоносных регионах. В пределах фундамента выявлено около 450 нефтегазовых месторождений и порядка ста из них находится в разработке. Коллекторами при этом могут выступать участки дробления, кавернозности и трещиноватости пород, площадные и линейные коры выветривания и др. Покрышками обычно служат участки цементации, образовавшиеся в результате гидротермальных процессов, непроницаемые толщи основания осадочного чехла, верхние каолинитовые зоны коры выветривания фундамента и др. Промышленные скопления УВ встречены в породах различного состава. Однако, наиболее перспективны гранитоиды, с которыми связаны крупнейшие открытия последних десятилетий.

Для залежей нефти и газа в гранитоидах установлены специфические особенности строения, обусловленные их генетической связью с проницаемыми зонами земной коры и глубинными источниками энергии и вещества [2, 3, 6, 7 и др.]. Наиболее характерные особенности строения таких залежей: 1) резкая изменчивость коллекторских свойств пород по площади и разрезу; 2) локально-пятнистое (островное) распространение коллекторов на фоне низкопроницаемых толщ; 3) столбообразное строение проницаемых зон и пластово-жильное строение связанных с ними коллектирующих интервалов в разрезе благоприятных для поро- и каверно-образования пород; 4) гидротермально-метасоматическая природа эпигенетических коллекторов. Первая модель резервуара в гранитном массиве была разработана нами на примере Оймашинского месторождения [4]. При ее обосновании мы много полезного почерпнули из рудной геологии, найдя при этом много общих закономерностей [9]. Не потеряла она свою актуальность и в настоящее время после открытия и введения в разработку достаточно многочисленных скоплений УВ в гранитных массивах в разных странах.

Также характерной особенностью УВ скоплений фундамента является совпадение в плане ареалов развития глубинных физико-

[1] ФГБОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

химических аномалий (гидродинамических и гидрохимических), резервуаров метасоматического выщелачивания и залежей нефти и газа с локальными зонами растяжения земной коры, контролирующими очаги гидротермальной деятельности и глубинного массопереноса [2]. Активность новейших тектонических движений является фактором, в значительной мере определяющим масштабы вертикальной струйной миграции УВ флюидов. Именно новейшая геодинамическая обстановка определяет и источник УВ, и тип ловушки, и формирование коллекторов и покрышек, гидрогеологическую, геохимическую обстановки формирования и сохранение залежей УВ.

Чрезвычайно важным представляется вопрос о ёмкостных и фильтрационных свойствах этих пород и факторах, контролирующих их образование. Изучение данной проблемы (на примере месторождения Оймаша) показало, что важнейшими процессами, определяющих формирование коллекторов в гранитоидах, являются следующие [3–5, 8].

1. Контракционная усадка. Установлено, что при остывании гранитоидного расплава объем его уменьшается на 8–9 %. Какая-то часть общей усадки приходится на уменьшение внешних размеров гранитоидного тела, а остальное – на создание контракционной пустотности внутри него с образованием «зон проседания» во внутренних частях гранитоидных тел. Эти зоны представляют собой горизонты с повышенной пустотностью разной толщины, разделенные горизонтами малопроницаемых массивных пород.

2. Тектонические процессы. Приводят к образованию разрывов, системы трещин, зон катаклаза. Основное пустотное пространство, достигающее величин 5–10 %, связано с зонами повышенной трещиноватости. Особо важное значение имеют разрывы и трещины новейшей генерации.

3. Гидротермальные процессы. Воздействие на породы фундамента гидротерм начинается с момента застывания гранитоидной магмы и может продолжаться значительное время. Агрессивные горячие флюиды циркулируют в породах фундамента, используя трещины и пустоты, созданные тектоникой и контракционной усадкой. Эти процессы содействуют тому, что неизменные граниты с невысокой пористостью, преобразуются в измененные со средней пористостью (5,7–6,0 % месторождение Оймаша).

4. Гипергенные процессы. Проявляются после выхода пород на дневную поверхность, приводят к образованию площадных или ли-

нейно-трещинных кор выветривания, обладающих удовлетворительным коллекторским потенциалом.

5. Тектоно-кесонный эффект. При подъеме гранитов с больших глубин, с области высоких давлений и температур на более высокий гипсометрический уровень и снятии литостатического давления за счет эрозии перекрывающих толщ происходит формирование дополнительных трещин.

В результате воздействия перечисленных выше процессов в гранитах образуются сложные коллекторы, пустотное пространство которых определяется тремя составляющими – трещинами, кавернами и порами. В зависимости от преобладания того или иного компонента коллекторы могут быть трещинными, кавернозно-трещинными, порово-кавернозно-трещинными и т.д. При этом все виды пустот могут быть зияющими или в той или иной степени заполненными вторичными материалами.

Зоны в фундаменте со значительной пустотностью и проницаемостью разделены массивами слабоизмененных непроницаемых или почти не проницаемых пород, что видно из описания керна Оймаши и отмечается по материалам ГИС. Такие массивы могут являться покрышками для залежей УВ в трещиноватых и кавернозных зонах или экранами, препятствующими движению флюидов, причем не только в верхних частях залежей. Кроме того, покрышками и экранами могут быть крупные разрывы в фундаменте, полностью заполненные гидротермальными агрегатами или сопровождающиеся зонами милонитизации. В качестве своеобразной покрышки может служить и зона «закалки» [4], образующаяся в приконтактовой части гранитов с вмещающими породами.

Одной из сложнейших задач является обнаружение в фундаменте зон с повышенной пустотностью. До начала бурения такие зоны у поверхности фундамента могут быть выявлены сейсморазведкой, поскольку разуплотненные породы обладают минимальными граничными скоростными. Зоны повышенной пустотности во внутренних частях фундамента могут быть обнаружены сейсморазведкой ЗД [1, 3, 4], так как анализ диаграмм скоростей суммирования дает слабую, но фиксируемую информации о внутреннем строении фундамента. После бурения зоны с хорошими ФЕС легко выделяются при изучении керна и материалов ГИС. Среди скважинных методов геофизических исследований наиболее информативными являются вертикальное сейсмическое профилирование, широкополосная акустика, геохимический каротаж, плотностные и нейтронные методы и т.д.

Геолого-геофизические материалы дают возможность построить варианты моделей нефтегазоносных объектов в фундаменте, определить очередность ввода в бурение локальных участков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 11-05-00857-а; 09-05-96502-р_юг_а и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/10744.

Литература

1. *Левянт В.Б., Шустер В.А.* Выделение в фундаменте зон трещиноватых пород методами сейсморазведки 3D // Геология нефти и газа. 2002. № 2. С. 12-16.

2. *Попков В.И.* Перспективы поисков залежей нефти и газа в породах фундамента Мангышлака // Освоение нефтяного Мангышлака. Грозный. 1981. С. 3-8.

3. *Попков В.И.* Оймашинское нефтяное месторождение и перспективы обнаружения новых скоплений УВ в фундаменте юго-запада Туранской плиты // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 113-201.

4. *Попков В.И., Рабинович А.А., Туров Н.И.* Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве // Геология нефти и газа. 1986. № 8. С. 18-23.

5. *Попков В.И., Серебряков А.О.* Нетрадиционные нефтегазоносные объекты. Астрахань: Издательский дом «Астраханский университет», 2009. 235 с.

6. *Порфирьев В.Б. и др.* Геологические критерии перспектив поиска нефти и газа в гетерогенном фундаменте Причерноморско-Крымской нефтегазоносной области // Геологический журн. 1981. Т. 41, № 1. С.12-19.

7. *Шнип О.А.* Геологические критерии оценки перспектив пород фундамента на нефть и газ // Геология нефти и газа. 2000. № 5. С. 35-38.

8. *Шнип О.А.* Образование коллекторов в фундаменте нефтегазоносных территорий // Геология нефти и газа. 1995. № 6. С. 23–27.

9. *Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П.* Нафтиды и руды (взаимосвязь состава, свойств, формы и структуры) // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Казань: КФУ. 2011. С. 134-138.

А.В. Постников[1], О.В. Постникова[1], Е.В. Хаин[2], А.А. Федотова[2]

Задуговые и эпиконтинентальные рифей-венд-кембрийские осадочные бассейны юга Сибири в связи с их нефтегазоносностью

Открытие Палеоазиатского океана (1100–900 млн лет) было важнейшим событием в рифейско-кембрийской истории западных и южных окраин Сибирского кратона, когда интраконтинентальные рифты были трансформированы в пассивные окраины (Кассско-Канский, Байкал-Вилюйский и др.). Наши реконструкции и опубликованные данные по неопротерозою показывают, что крупный межконтинентальный бассейн находился между Балтикой, Сибирью, Казахстанским и Северо-Китайским континентальными блоками, которые были отделены друг от друга в это время. Его существование подтверждается присутствием Циркум-Сибирского офиолитового пояса, в котором офиолиты и надсубдукционные комплексы вулканических дуг становятся все более молодыми по направлению от Сибири к югу и западу, и пассивными окраинами Сибирского кратона. Это супрасубдукционные комплексы Восточного Саяна с возрастом около 1 млрд лет, надсубдукционные комплексы Таймыра и Енисейского кряжа с возрастом около 900 млн лет. С рубежа около 830 млн лет вокруг Сибири и микроконтинентов закладываются новые зоны субдукций, и возникает протяженная система вулканических дуг, протягивающихся в современной структуре более, чем на 1500 км из районов западной Монголии в Восточного Саяна и далее на восток в районы Прибайкалья и Забайкалья. Наиболее ярким примером является Сархойско-Дархатская серия Монголии и Восточного Саяна. Вулканы этих серий выступали над уровнем моря, и с них шел интенсивный снос в прилегающие бассейны. Это были как междуговые, так и задуговые бассейны располагавшиеся между вулканическими постройками и краями Сибирского континента и микроконтинентов. В качестве примеров можно привести дибинскую глубоководную и окинскую мелководные серии Восточного Саяна, терригенно-карбонатные комплексы, с размывом залегающие на дорифейских метаморфических образованиях в Байкало-Патомском поясе За-

[1] РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия
[2] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

байкалья. Там же наблюдаются терригенные отложения с карбонатными и углеродистыми сланцами, основными вулканитами, вулканомиктовыми и кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками (балаганахская серия). По их фациальному профилю можно судить об обстановках шельфа континентального склона и подножья и транспортировке осадков вглубь бассейна. Такие же комплексы присутствуют в Енисейском кряже (сухопитская, тунгуситская и ослянская серия), где на востоке (современные координаты) намечается наличие суши, а западнее восстанавливаются обстановки от шельфа до глубоких впадин с постоянной миграцией береговой линии, проградацией бассейновых и прибрежных фаций во времени. Подобные комплексы фиксируются и на окраинах Байдрикско-Тарбагатайского микроконтинента Западной Монголии. На Сибирском континенте в тот же интервал времени фиксируются несколько отличные обстановки. С начала верхнего рифея, вплоть до рубежа в 850 млн лет Сибирский кратон пребывал в фазе тектонической стабилизации, о чем свидетельствует мощная толща карбонатной платформы, которая сформировалась в этот период времени на западе Сибирской платформы. Ангаро-Анабарская палеосуша разделяла бассейн на две части, при этом юго-восточная и восточная окраины кратона характеризовались также карбонатным осадконакоплением.

Начиная с рубежа в 850 млн лет начинается общий подъем территории. В это время происходит реактивизация раннерифейских рифтовых систем, когда по разломам, ограничивающих рифтовые зоны происходило резкое опускание блоков, соответствующих центральным частям рифтов и резкое воздымание межрифтовых блоков. Эти процессы привели к интенсивному размыву отложений рифея и пенепленизации территории суши. Суша была представлена разнородными по своему составу образованиями. На западе это преимущественно были карбонатные, редко терригенные толщи рифея, на востоке и юге платформы суша была сложена гранитоидными образованиями, которые формировали обширное плато, которое выявляется на территории от Байкала до Сунтарского свода.

На рубеже 600 млн лет на юге Сибирской платформы за счет наступления Палеоазиатского океана на край платформы сформировался мелководный морской бассейн, с отложениями которого связана региональная нефтегазоносность юга Сибирской платформы.

Немаловажным этапом в развитии бассейна является рубеж в 530 млн лет, когда на востоке и северо-востоке сформировался рифовый барьер, протянувшийся от Алдана к Анабарскому щиту, а по западной, южной и

юго-восточной периферии сформировалась островная суша, что привело к образованию огромного кембрийского солеродного бассейна.

На рубеже кембрия и ордовика (450–470 млн лет) на территории платформенного бассейна возможно формирование обширных областей сноса.

В разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы выделяются 4 уровня развития нефтегазоносности. Нижний наиболее древний связан с позднерифейскими карбонатными толщами – 900 млн лет – (запад платформы), следующий – с позднерифейскими терригенными отложениями – 850–700 млн лет – (запад и восток платформы), затем – вендские терригенные отложения – 640–600 млн лет – (повсеместно), вендские карбонатные отложения – 600–580 млн лет – (повсеместно), и кембрийские карбонатные отложения (повсеместно) 540–530 млн лет. Отложения солеродного бассейна (530 млн лет) формируют региональный флюидоупор, который контролирует размещение залежей УВ по всему югу Сибирской платформы.

Древнейшие природные резервуары прурочены к позднерифейским карбонатным формациям Байкитской антеклизы. Здесь открыты такие крупные месторождения как Юрубчено-Тохомское и Куюмбинское. Продуктивные отложения этих месторождений накапливались в наиболее мелководной части шельфа. Дальнейшие перспективы нефтегазоносности рифейских отложений связаны с освоением рифейских рифовых комплексов, обрамлявших мелководные участки шельфа, располагавшегося на западной окраине Сибирской платформы.

Отложения позднего рифея, представленные аллювиальными конусами выноса, развитыми на склонах палеорифтовых депрессий, осложнивших шельфовые окраины Палеоазиатского океана в период 850–640 млн лет, также содержат промышленные скопления УВ. В них открыты Абаканское, Агалеевское, Имбинское месторождения.

Основные ресурсы УВ приурочены к аллювиально-дельтовым комплексам вендского шельфа Палеоазиатского океана. С ними связаны залежи УВ таких месторождений как Ковыктинское, Верхнечонское, Ярактинское.

Значительные запасы УВ связаны с рифовыми кембрийскими сооружениями барьерного типа, которые отделяли наиболее мелководную часть шельфа от более глубоководного океанического бассейна. Нефтегазоносность этих рифовых образований подтверждена, в частности, на Марковском месторождении.

Таким образом, шельфовые окраины Палеоазиатского океана содержат гигантские запасы нефти и газа, освоение которых является

одной из стратегических задач топливно-энергетического комплекса России.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 11-05-01052) и Фонда развития отечественной геологии.

Ю.М. Пущаровский[1]

Абиссальные впадины Северной Атлантики, как пример особого класса отрицательных структурных форм земной коры, не отвечающих критериям осадочных бассейнов

Северная Атлантика занимает пространство океана между демаркационным разломом Чарли Гиббс и областью раздела Атлантического и Северного Ледовитого океанов (рис. 1).

Дно Северной Атлантики расчленяется нами на три широтных (поперечных) сегмента: Южный, Центральный и Северный (рис. 2). Первый из них ограничен разломной зоной Чарли Гиббс на юге и Гренландско-Фарерской тектоно-вулканической зоной на севере. Посредине последней находится Исландия, обладающая сложно расчлененной динамичной тектонической структурой и являющаяся ареной современного плюмового вулканизма. Центральный сегмент занимает пространство между Гренландско-Фарерской тектоно-вулканической зоной и разломной зоной Ян-Майен, прослеживающейся от континентального склона Гренландии до континентальной окраины Скандинавии, с изгибом к северу от острова Ян-Майен. Северний сегмент заключен между Ян-Майенской и Шпицбергенской демаркационными разломными зонами.

Структурный облик сегментов ярко определяют особенности строения глубоководных впадин.

В Южном сегменте выделяются три впадины: Ирмингер, Исландская, разделенные спрединговым хребтом Рейкъянес, и трог Роколл. Первые две представляют линейные формы, простирающиеся по обе стороны упомянутого хребта на 1400 км при ширине 700 км. Глубины дна океана в центральной части впадин редко превышают 3000 м. Глубоководное бурение вскрыло океанические от-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

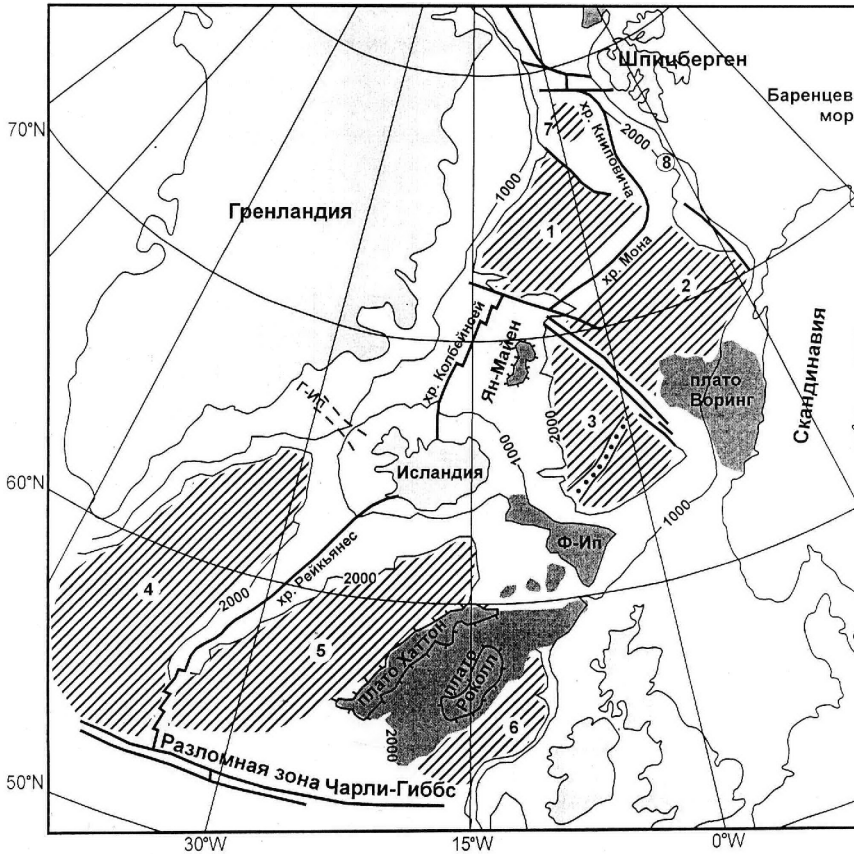


Рис. 1. Структурное положение глубоководных впадин в Северной Атлантике.

Цифры в кружках – глубоководные впадины: 1 – Гренландская, 2 – Лофотенская, 3 – Норвежская, 4 – Ирмингер, 5 – Исландская, 6 – трог Роколл, 7 – Бореальная, 8 – Поморский периокеанический прогиб. Темно-серым обозначены фрагменты континентальных структур, в Фарерском блоке кора сильно преобразованная – (?). Буквенные обозначения: Г-Ип – Гренландско-Исландский порог, Ф-Ип – Фареро-Исландский порог. Черной жирной линией показаны осевые линии спрединговых хребтов, некоторые разломы и разломные зоны. Внутри Норвежской впадины крупными точками показан реликтовый спрединговый хребет Эгир. Выделены изобаты 1000 и 2000 м

ложения миоцена, плиоцена и плейстоцена, общая мощность которых не превышает первых сотен метров. Глубже в разрезе появляются базальты. В низах местами фиксируется эоценовый и олигоценовый возраст пород. На востоке Исландская впадина ограничена под-

водным блоком Роколл континентальной природы. Трог Роколл расположен между плато Роколл и Ирландией. Он простирается в северо-восточном направлении ~ на 750 км; ширина его ~ 200 км. Глубина дна в центральной части трога ~ 3000 м. На глубине 2417 м пробурена скважина, прошедшая 723 м. В нижней части вскрыты отложения раннего эоцена. Основную часть разреза слагают пелагические и ледниковые отложения. Кора в основании трога океаническая, но, возможно, утоненная континентальная.

В Центральном сегменте имеется лишь одна глубоководная впадина – Норвежская. Она примыкает к Скандинавской континентальной окраине. В плане впадина имеет форму неправильного треугольника, вытянутого в северо-западном направлении на расстояние ~ 750 км. Ширина ее в средней части ~ 350 км. Наибольшие глубины превышают 4000 м. В центральной части впадины на глубине 2631 м пробурена скважина глубиной 133 м. В основании она вскрыла базальты, над которыми лежат отложения, датированные олигоценом, неогеном и квартером.

В Северном сегменте выделяется две впадины: Гренландская и Лофотенская. Они разделены спрединговым хребтом Мона. В плане впадины имеют изометричную форму. Гренландская впадина, примыкающая к Гренландской континентальной окраине, имеет размеры 600×500 км. Наибольшие глубины находятся в ее северо-западной части, где достигают 3,5 км. В центральной части бурением вскрыт разрез четвертичных и позднеплиоценовых отложений мощностью 288 м. Лофотенская впадина примыкает к Норвежской континентальной окраине. Ее размеры сходны с размерами Гренландской. Центральная часть впадины лежит на глубинах, превышающих 3000 м. Установлено, что раздел океанической и континентальной коры под впадиной проходит в зоне 23-й магнитной аномалии (глубины дна 3000 м). В юго-западной части впадины бурением пройдено 802 м. В основании – базальты. На них лежит аргиллито-алевролитовая пачка олигоцена (?), а выше датированные отложения олигоцена, неогена и квартера. Местами встречаются туфы.

В фундаментальном труде «Осадочные бассейны» [1] аргументированно показано, что к соответствующей категории структурных образований земной коры не относятся «некомпенсированные морские (океанические) впадины, представляющие собой морфологически выраженные котловины...» (с. 17). В этой связи обратимся к проблеме тектонической типизации океанских глубоководных впадин [2]. Общее название для них – абиссальные впадины. Материалы по

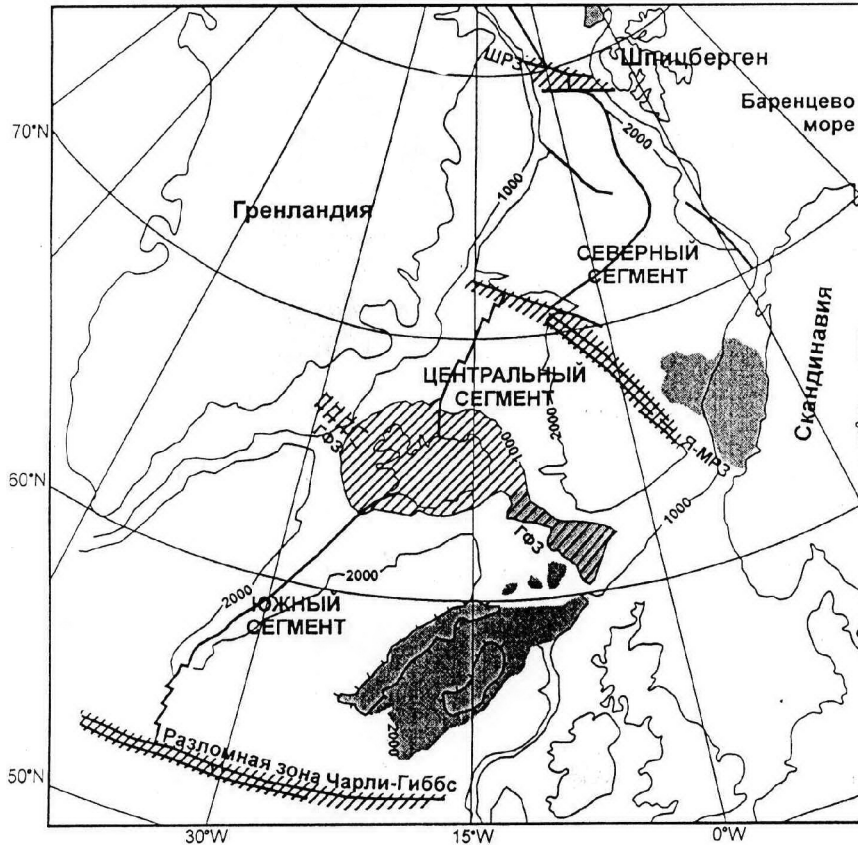


Рис. 2. Поперечная тектоническая сегментация Северной Атлантики.

Темно-серым обозначены фрагменты континентальных структур. Косая штриховка – зоны ограничения сегментов

Атлантическому, Индийскому и Тихому океанам позволили обособить среди них шесть тектонических типов: периспрединговый, периконтинентальный, центрально-талассогенный, межгорный абиссальный, межразломный и тип Южно-Тихоокеанской синеклизы. В Северной Атлантике выделяются три типа: периспрединговый, периконтинентальный и центрально-талассогенный.

К периспрединговому типу относятся впадины: Ирмингер, Исландская, Гренландская и Лофотенская, занимающие главное пространство Северо-Атлантической акватории. Центрально-талассогенный тип представлен Норвежской впадиной, а периконтинентальный – трогом

Роколл. Однако последний несколько условный, в том смысле, что он может относиться также к категории осадочных бассейнов.

Общее заключение таково, что абиссальные впадины представляют особый класс отрицательных тектонических структур земной коры.

Литература

1. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

2. *Пущаровский Ю.М.* Тектонические типы глубоководных впадин в океанах и отношение к ним потенциально-промышленных полей железо-марганцевых конкреций // Геотектоника. 2008. №. 1. С. 3–13.

Ю.Н. Разницин[1]

Тектонопары офиолитовые аллохтоны-сопредельные глубоководные впадины окраинных морей и месторождения углеводородов на западе Тихого океана

Многолетние исследования тектоники Восточного Сахалина и смежных областей акватории Охотского моря, а также анализ имеющейся геолого-геофизической информации по указанным регионам, привели к выводу о существовании пространственно-генетических связей между тектоническим становлением офиолитовых аллохтонов на востоке Сахалина, образованием смежной глубоководной впадины Дерюгина и формированием нефтегазовых месторождений на шельфе острова [2, 4].

Аналогичные связи выявлены также для райнов Новой Каледонии, Северного Калимантана–Палавана и смежных глубоководных впадин Новокаледонской и Сулу.

В рамках предложенной модели локализация месторождений углеводородов на шельфах указанных островов обусловлена процессами длительного, устойчивого растяжения в смежных глубоководных впадинах по типу диффузного спрединга, с выводом верхнемантийных образований в сферу седиментации.

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Формировавшиеся при этом надвиги и срывы (detachment faults) способствовали проникновению морской воды в толщу мантийных ультрамафитов, обеспечивая тем самым их серпентинизацию с сопутствующей масштабной генерацией водорода и абиогенного метана в начальных условиях образования нефти [1, 3]. Сценарий данного процесса аналогичен образованию интенсивых метановых плюмов в пределах активных гидротермальных полей Атлантики, располагающихся в областях развития ультрамафитов.

Доказательства принципиальной возможности существования мощных процессов генерации абиогенного метана при серпентинизации ультрамафитов на дне окраинных морей получены недавно в Юкатанской впадине, в Срединно-Кайманов спрединговом центре [5].

Растяжение во впадинах компенсировалось сжатием на их бортах и, как следствие, тектоническим становлением офиолитовых аллохтонов в составе акреционных призм Восточного Сахалина, Новой Каледонии и Северного Калимантана–Палавана. При этом происходило тектоническое нагнетание и накачка углеводородов в корневые зоны этих аллохтонов, что явилось причиной их латеральной миграции от центральных частей впадин в сторону бортовых участков с образованием антиклинальных принадвиговых и поднадвиговых ловушек. Таким образом, сами впадины являются «нефтегазосборными» площадями для месторождений нефти и газа, сосредоточенных в верхних частях их бортов.

В более общем плане речь может идти о взаимосвязи процессов образования углеводородов и геодинамики тектонопар *офиолитовые аллохтоны – глубоководные впадины окраинных морей* вообще.

Литература

1. *Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др.* Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 1, № 1. С. 1-13.

2. *Разницин Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с.

3. *Разницин Ю.Н.* Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1-15.

4. *Разницин Ю.Н.* Новая модель формирования нефтегазовых месторождений на шельфе Восточного Сахалина // Газовая промышленность. Спецвыпуск. 2010. № 654/2010. С. 45-49.

5. *German C.R., Bowen A. et al.* Divers styles of submarine venting on the ultraslow spreading Mid-Cayman Rise // PNAS. 2010. V. 107, Nb. 32. P. 14020-14025.

Ю.Л. Ребецкий[1]

Об одной новой форме неустойчивости континентальной коры

Особенность рельефа и внутреннего строения коры горно-складчатых орогенов определяет сосуществование двух антиподных форм: горных хребтов, поднятий, обладающих утолщенной корой, и крупных межгорных впадин, котловин и депрессий с утоненной корой. Эти структурные формы в течение всего периода их формирования связаны как минимум одним общим для них геологическим процессом – процессом эрозии горных поднятий и сносом эрозионного материала в долины и котловины, которые можно рассматривать как внутренние континентальные осадочные бассейны. Такое сочетание рельефных форм продолжается длительный период времени (миллионы лет) и, таким образом, рядом сосуществуют поднятия поверхности для хребтов и опускания поверхности котловин и депрессий. В таком сочетании структур с ярко выраженными вертикальными - блоковыми движениями эрозионно-денудационным процессам, как правило, отводится пассивная роль в виде сглаживания возникающих контрастов рельефа.

Из сейсмологических данных мы знаем, что в горноскладчатых орогенах сейсмичность в основном концентрируется в коре хребтов, а крупные депрессии и котловины, как правило, являются асейсмичными. Примерами подобного сочетания на Алтае и Саянах являются котловины Убсу-Нур, Больших Озер, Джунгарская, Тувинская и окружающие их поднятия. Очаги сейсмической активности в этих котловинах если и существуют, то приурочены к переходной части коры вблизи хребтов. Сейсмологические данные также показывают, что в механизмах очагов кора поднятий и крупных котловин проявляется по-разному. Если коре хребтов свойственны механизмы очагов землетрясений в основном взбросового типа, то в коре крупных депрессий больше проявлены механизмы сбросового типа (к исключениям можно отнести Зайсанскую котловину). Тектонофизическая реконструкция природных напряжений, выполненная по данным о механизмах очагов землетрясений для горных стран Алтае-Саян [Ребецкий и др, 2008], Тянь-Шаня [Ребецкий, Сычева, 2009] и Памир-Гиндукуш-Тибета [Алексеев, Ребецкий, 2011] показала, что в коре хребтов и крупных

[1] ИФЗ РАН, Москва, Россия; reb@ifz.ru

поднятий оси максимального сжатия по большей части субгоризонтальны (геодинамический режим горизонтального сжатия), а в коре крупных котловин более часто имеет место субвертикальное положение этой оси (геодинамический режим горизонтального растяжения).

В работах горняков по данным *in situ* методов [Марков, 1977, 1980, 1985; Панин и др., 1996; Айтматов 1981] также установлена приуроченность проявления высокого уровня горизонтальных сжимающих напряжений к зонам тектонических поднятий земной коры. В зонах опусканий и медленных погружений земной поверхности горизонтальные сжимающие напряжения практически всегда меньше вертикальных, т.е. в *in situ* данных области поднятий и опусканий проявляются также как в сейсмологических. Рядом могут сосуществовать области с ориентацией максимального сжатия в горизонтальном и вертикальном направлении. В скальных массивах горно-складчатых сооружений наблюдается периодическая пространственная изменчивость режимов напряженного состояния, наибольшее проявление которой приурочено к зонам контакта этих областей с геоструктурами платформ.

Выше проведенный анализ указывает на сосуществование в коре хребтов структур с разным характером геодинамического режима (напряженного состояния), что позволяет эти два типа антиподных структур именовать как динамо-пару орогенов. Заметим, что предгорные прогибы, являющиеся областями накопления снесенного материала так же следует отнести к элементам этой динамо-пары. Постоянно расширяющиеся каталоги механизмов очагов землетрясений для субдукционных областей также позволили выделить подобную динамо-пару, где режим горизонтального сжатия отвечает коре островной дуги вплоть до океанического желоба, а режим горизонтального растяжения приурочен к океанической части литосферы (Симуширские землетрясения 2006, 2007 гг.). Таким образом, подобный режим деформирования коры, одновременно сочетающий разный тип вертикальных движений и напряженного состояния, является распространенным для коры континентов вплоть до их границ с океанической литосферой.

В докладе будет представлен механизм формирования конвекционного течения геосреды, обусловленный новой формой неустойчивости гравитационного состояния, связанной с упругой сжимаемостью горных пород и проявляющейся при действии на поверхности эрозионного-денудационных процессов переноса вещества из областей поднятий в области опускания.

Известны формы неустойчивости вязкого слоя, результатом которой является формирование рэлеевской термо-гравитационной и тейлеровской инверсионно-плотностной конвекции. В первом случае источником энергии служат внешние процессы, обеспечивающие нададиабатический градиент температуры. Во втором энергия конвекции сосредоточена внутри конвектирующего объема и связана с потенциальной энергией массовых сил. В первом случае процесс идет до тех пор, пока действует внешний источник нагрева. Во втором – пока не произойдет полный переворот слоев и внизу окажется более плотный слой.

Представленная в докладе новая форма неустойчивости гравитационного состояния, связана с одной стороны наличием в породах *упругой сжимаемости*, а с другой – возможностью геосреды на больших временах *течь подобно вязким жидкостям,* если преодолен предел текучести. Эта форма неустойчивости, также как и термо-гравитационная конвекция требует совершения внешними силами дополнительной работы. Такая работа обеспечивается *эрозией и денудацией поверхности*. Поэтому мы назвали эту неустойчивость **эрозионно-гравитационной.**

В работе [Ребецкий, 2011] для реологии упруго-вязкого тела Максвелла получено разрешающее уравнение относительно скорости вертикальных перемещений $\dot{u}_z$, для задачи эрозионно-гравитационной неустойчивости:

$$\Delta\left(\Delta\dot{u}_z - R_b\dot{u}_{z,z}\right) = 0 \text{ при } R_b = \frac{\rho g H}{K}. \qquad (1)$$

В определяющих выражениях (1) коэффициент R_b несет ту же функцию, что и коэффициент Рэлея в задаче термо-гравитационной конвекции. Его значения определяют характерный горизонтальный размер слоя, при котором возможно формирование конвекции (размер ячейки конвекции).

Выражение (1) является следствием записи уравнения сохранения импульса в вертикальном направлении для реологии упруго-вязкого максвелловского тела, обладающего *упругой сжимаемостью*, при учете сжимаемости только от начального гравитационного напряженного состояния, которому отвечают:

$$P^0_{,z} = -\rho(z)g \text{ , при } \rho(z) = \rho_0\left(1-\theta^0\right),\ \theta^0 = -P^0/K \text{ , } \rho_0 = \rho(H)\,. \qquad (2)$$

В (1) и (2) P^0 – литостатическое давление начального гравитационного состояния, $\rho(z)$ – плотность, изменяющаяся с глубиной (H – мощность слоя), θ^0 и K – соответственно деформация упругого изменения

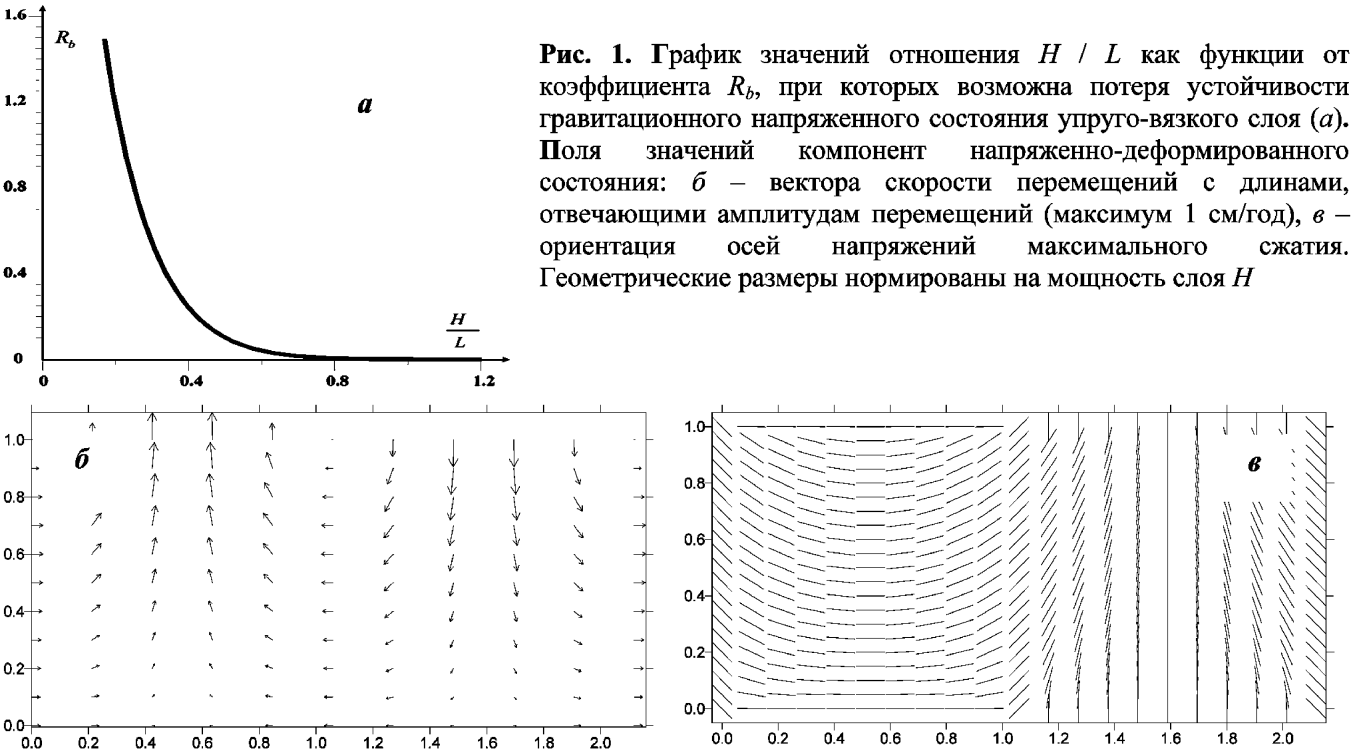


Рис. 1. График значений отношения H / L как функции от коэффициента R_b, при которых возможна потеря устойчивости гравитационного напряженного состояния упруго-вязкого слоя (*а*). Поля значений компонент напряженно-деформированного состояния: *б* – вектора скорости перемещений с длинами, отвечающими амплитудам перемещений (максимум 1 см/год), *в* – ориентация осей напряжений максимального сжатия. Геометрические размеры нормированы на мощность слоя H

объема и модуль объемной упругости, нижний индекс после запятой обозначает дифференцирование по пространственной координате.

Результатом упругого уплотнения пород с глубиной является не только рост плотности на стадии начального гравитационного напряженного состояния (2), но и возможность увеличения объема пород в восходящей ветви конвективной ячейки и уменьшение в нисходящей на стадии формирования конвекции, т.к. при течении вещество попадает соответственно в области меньшего и большего всестороннего давления. Именно это явление вместе с упругой разгрузкой и нагрузкой в восходящей и нисходящей ветвях конвекции обеспечивает устойчивость конвекционного течения при постоянных скоростях эрозии, поддерживающих верхнюю границу плоской.

Выполненные расчеты показали, что для условий на верхней границе слоя, обеспечивающих нулевые значения вертикальных и касательных напряжений и поддерживающих эту границу к близкой к начальной плоской форме (эрозионно-денудационные процессы в областях поднятий с переносом материала в области пускания) (1) имеет ненулевое решение при определенных соотношениях между коэффициентом R_b и H / L (рис. 1, а). Здесь L – горизонтальный размер конвективной ячейки, а H – мощность слоя, подверженного конвекции. Ниже представлены результаты расчета для случая плоской и скользкой нижней границы слоя. Как видно из рис. 1, б, конвекция, вызванная гравитационной неустойчивостью в условиях свободных от напряжений границ, имеет разомкнутую ячейку, в которой отсутствует в пределах слоя латеральный перенос вещества от восходящей ветви к нисходящей. Этот ее элемент обеспечивает эрозионно-денудационный процесс. Вертикальная компонента скорости максимальна вблизи поверхности, а горизонтальная в средней части слоя (глубины 0.3–0.4H от поверхности). В восходящей ветви конвекции (кора хребтов) оси напряжений максимального сжатия субгоризонтальны (рис. 1, в), а в нисходящей ветви (кора котловин) субвертикальны, что отвечает отмеченным выше особенностям геодинамических режимов горно-складчатых областей.

В заключение отметим, что о возможном существовании эрозионно-гравитационной конвекции говорилось также в работах [Пономарев, Тетельбаум, 1978; Маккавеев, 1982; Пономарев, 1990; Гончаров, 1993; Неизвестнов, 2000 и др.], однако уравнения для расчета параметров этой конвекции получены впервые. Они позволят оценить условия, необходимые для возникновения этой формы неустойчивости гравитационного состояния и параметры напряженного состояния геосреды в пределах двух антиподальных форм: в коре хребтов и котловин.

О.М. Розен, А.В. Соловьев[1]

Возможная эпоха генерации углеводородов в чехле Сибирской платформы в связи с трапповым магматизмом

Получены возрастные значения методом фишн-треков для кровли кристаллического основания Сибирской платформы [7]. В результате спонтанного деления ^{238}U (fission decay) в кристаллах апатита формируются и накапливаются линейные следы (треки) от радиогенных частиц. Накопление треков происходит при температуре ниже блокирующей. При высоких температурах треки разрушаются (происходит отжиг), а при охлаждении ниже ~100°С они накапливаются [10], и количество треков позволяет определять интервал времени, прошедший после прохождения соответствующей изограды (AFT – метод, apatite fission track method). Образцы для трекового анализа отбирались из керна скважин, вошедших в кристаллический фундамент на глубинах 2–3 км и расположенных примерно по меридиану от среднего течения р. Мархa до р. Лена. Они показали мезозойские значения возраста в интервале 185–220 млн лет, обусловленные остыванием ниже 100°С. Апатиты образовались как индивидуальные минеральные фазы в раннем докембрии, но очевидно были затронуты термальны событием мезозойского возраста в кристаллическом фундаменте Сибирской платформы, выявленным недавно [7]. Это термальное событие оказывается последним в длинном ряду процессов, обусловивших формирование Сибирского кратона.

Наиболее ранним событием является формирование TTG (тоналит-трондьемит-гранодиорит)-ассоциации, так называемых «серых гнейсов», 3.2–3.6 млрд лет назад составивших первые микроконтиненты (террейны) в составе Сибирского кратона [11]. С некоторым отставанием проявился и островодужный процесс при образовании зеленокаменных поясов и сопутствующих гранитоидов в составе гранит-зеленокаменных микроконтинентов. Следующий этап проявился в процессе аккреции микроконтинентов и их коллизионного метаморфизма в условиях гранулитовой фации с образованием апатита [4]. Затем в интервале 1.8–1.3 млрд лет происходило остывание коллизионной призмы до 300°С со скоростью 1.3 °С/млн лет. При продолжении этого остывания породы, возможно, прошли изограду ~100 °С около 1143 млн лет назад, т.е. почти за 1 млрд лет до собы-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тия, датированного трековым методом в данной работе. Внедрение кимберлитов не могло привести к общему разогреву внутри земной коры, поскольку их суммарный относительный объем совершенно незначителен. Геотермы, рассчитанные по тепловым потокам во время кимберлитового магматизма [6], показали, что температуры на глубине отбора образцов в это время далеко не достигали ~100 °С и не могли быть причиной отжига апатитов.

Несомненно значительный тепловой эффект имело внедрение платобазальтов трапповой формации 250 млн лет назад, и в особенности – проявление широкого ареала даек и пластовых интрузий, занимающих обширную площадь вокруг поля вулканических извержений [1, 9]. В эту область рассеянных интрузий, в междуречье р. Вилюй и р. Оленек, попадают изученные скважины. Вероятно, полученный трековый возраст апатитов связан с разогревом коры вследствие базальтового андерплейтинга в эту эпоху.

Расчеты показали, что в это время произошло разогревание отложений чехла Сибирской платформы до 100–350 ^{o}С на глубинах 3–10 км [7], которое началось 250 и длилось до 210 млн лет назад, то есть примерно 40 млн лет. Подвергаясь разогреву, захороненное в чехле органическое вещество существенно модифицировалось. Известно, что образование залежей углеводородов происходит на глубинах 2–4 км, где главным фактором является повышение температуры до 150 ^{o}С [2, 3, 8]. Очевидно, что за 40 млн лет прогрева рассеянное органическое вещество осадочного чехла пришло в движение, постепенно преобразуясь в промышленные углеводороды. Эти заключения позволяют предполагать, что внедрение платобазальтов на Сибирской платформе 250 млн лет назад вызвало повсеместное преобразование органического вещества, находившегося в осадочных отложениях чехла, в углеводороды, и вероятно повлиявшее на формирование соответствующих месторождений.

Настоящая работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МД-2721.2008.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8, Фонда содействия отечественной науке и Российского фонда фундаментальных и следований (РФФИ), проект № 06-05-64332.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220-223.

2. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.

3. *Морозов В.П., Королев Э.А., Пикалев С.Н*. Особенности формирования месторождений углеводородов // Геология нефти и газа. 2006. С. 6.

4. *Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др.* Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, №6. С. 3-24.

5. *Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н.* Кимберлиты, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами и траппы – разные формы плюмового магматизма на Сибирском кратоне // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 32-37.

6. *Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д.* Коллизионная система северовостока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного киля // Геотектоника. 2005. № 6. С. 1-26.

7. *Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.* Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в сете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин. Физика Земли, 2009, №10, с. 79-96.

8. *Япаскурт О.В.* Литология. Academia, 2008. 336 с.

9. *Fedorenko V.A., Llghtfoot P.C., Naldrett A.J. et al.* Petrogenesis of the Flood-Basalt Sequence at Norilsk, North Central Siberia // Inter. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 99-135.

10. *Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite // Chem. Geol. Isotope Geoscience Section. 1987. V. 65, № 1. P. 1-13.

11. *Rosen O.M., Turkina O.M.* The oldest rock assemblages of the Siberian Craton // Earth's oldest rocks. Elsevier, Amsterdam; Tokyo. 2007. № 15. Chapter 6.4. P. 495-541.

О.М. Розен[1]

Осадочные бассейны в ранней истории Земли

Первые осадочные бассейны в раннем докембрии свидетельствуют об образовании эрозионных пенепленов и о стабилизации подстилающих кратонов [7]. Бассейны нередко ассоциируются во времени с расслоенными мафитовыми плутонами и сопровождаются специфической металлогенией, указывающими на эволюционные

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

изменения в системе кора – мантия [2]. Совокупность этих явлений, наиболее ярко проявленная в конце архея – начале протерозоя, и возможные причины этого рассматриваются в докладе. В качестве представительных примеров проанализированы карбонатно-терригенные, гипсоносные отложения в ассоциации с базальтами бассейна Уарравуна вместе с перекрывающими железорудными отложениями Фортескью и Хаммерсли (3.46–2.45 млрд лет, кратон Пилбара, Австралия), терригенные флишеподобные отложения Шамва, пересеченные Великой Дайкой Зимбабве (2.70–2.58, кратон Зимбабве, Южная Африка), гумидный бассейн Понгола и вулканогенно-осадочный Витватерсаранд, перекрытый вулканогенно-осадочными комплексами, связанными с унаследованным прогибанием, – Вентерсдорп и Трансвааль, и интрудированный расслоенным мафитовым полутоном Бушвельд (2.9–2.02, кратон Каапваль, Южная Африка). Обзорное рассмотрение этих отложений представлено в работе [2].

Спектр осадочных отложений в древнейших бассейнах не обнаруживает принципиальных отличий от фанерозойских за одним исключением, а именно, в раннем докембрии распространены специфические железосодержащие осадки (полосчатая железорудная формация), неизвестные в фанерозое. В остальном отличия можно искать лишь в объемных соотношениях типов осадков, однако для такого анализа еще не накоплено достаточно данных. Уже 3.8–3.2 млрд лет назад в составе зеленокаменных поясов формировались островодужные отложения, не отличающейся от таковых в фанерозое [3, 4]. Уже в то время присутствуют фрагменты карбонатов пассивных окраин (в том числе строматолитовых), эвапориты, пелиты и обломочные кварциты (мономиктовые кварцевые песчаники), также как и подчиненные синорогенные турбидиты, конгломераты и полимиктовые песчаники – главным образом граувакки [6]. На кровле древних кратонов осадочные отложения присутствуют в других количественных соотношениях, и формировались в обстановках платформенного типа. Уже 3.5 млрд лет назад в таких осадочных бассейнах были достаточно широко проявлены шельфовые, кварц-аренитовые ассоциации (обычно с карбонатами) и высокозрелые косослоистые мономиктовые кварцевые песчаники гумидного типа, а также вулканокластические ассоциации [7, 8]. Присутствие обломочных кварцитов маркирует снос с выветрелых пород зрелого пенеплена, что указывает на продолжительное существование изостатически уравновешенной, континентальной коры. Главным фактором докембрийского карбонатонакопления в архее оказываются цианобактериальные маты, а

строматолитовые карбонатные платформы составляют заметную часть мелководного шельфа [5].

Особое место в древнейшем осадконакоплении занимает полосчатая железорудная формация (BIF), которая в своем максимальном проявлении приурочена именно к рубежу архея и протерозоя и отсутствует в фанерозое (обзор в работе [3]). Она появилась в незначительных объемах 3.8 млрд лет назад, а после образования ряда залежей в зеленокаменных поясах (Зимбабве, Западная Австралия и др.) максимальный объем был достигнут 2.5 млрд лет назад (бассейн Хаммерсли, Автсралия), затем произошел еще один пик 1.9 млрд лет (бассейны Трог-Лабрадор, Анимики, Канада). К началу мезопротерозоя (~1.5 млрд лет) BIF сошла на нет и позднее не проявлялись. Эти отложения состоят из чередования прослоев оксидов железа (гематита и магнетита, 50 %мас.), и кремня (50 %мас.), нередко в ассоциации с сидеритом и сульфидами. Редко присутствует обломочный материал. Это наиболее распространенный тип Сьюпериор (оз. Верхнее), более характерный для палеопротерозоя. В архейских разрезах зеленокаменных поясов характерна ассоциация с вулканитами (тип Алгома). Отложения BIF повсеместно обнаруживают отчетливую положительную аномалию европия и отрицательную аномалию церия, что соответствует водам Атлантики на глубине 100 м с примесью 0.1 % гидротермального флюида Восточно-Тихоокеанского хребта. По-видимому, источником железа и кремнезема были гидротермальные растворы, поступавшие непосредственно в восстановленную донную океанскую воду из срединно-океанических хребтов и океанических базальтовых плато. На мелководном шельфе формация накапливалась в результате апвеллинга донных восстановленных вод кверху, в область окисления, где железо окислялось и выпадало в осадок. В целом можно отметить, что до конца архея BIF была преимущественно связана с вулканитами зеленокаменных поясов, а в палеопротерозое – с рассеянным поступлением гидротермального флюида в океанскую воду.

Максимальный объем выноса рудоносного флюида приходится на рубеж архей–протерозой, 2.5 млрд лет назад, когда произошла гигантская вспышка железорудного осадконакопления. В это время джеспилиты Хаммерсли накапливались на гранит-зеленокаменном основании кратона Пилбара. В современной структуре палеобассейн занимает 120 тыс. км^2 при длине 600 км, ширине 350 км и мощности джеспилитового горизонта 2.5 км. Содержание железа в джеспилитах 25–40 %, запасы – сотни миллиардов тонн. Выделяются богатые ру-

ды, которые включают три разновидности: (I) массивные гематитовые, (II) гематитовые конгломераты и (III) лимонитовые пизолиты; при содержаниях железа 64–67 % и запасах 32 млрд тонн [1]. Хаммерсли – самое крупное месторождение железа в мире.

Литература

1. *Григорьев В.М.* Черные металлы / Ред. В.И. Старостин, В.М Григорьев // Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ЗАО Геоинформмарк, 1998. С. 4-26.

2. *Розен О.М.* Стабилизация и начало распада архейских кратонов: формирование осадочных бассейнов, мафитовый магматизм, металлогеническая продуктивность // Геотектоника. 2011. № 1. С. 3–27.

3. *Розен О.М., Ярошевский А.А.* Прямые признаки осадконакопления в раннем докембрии // Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. С. 22-33 (Тр. ГИН; Вып. 569).

4. *Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.* Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М.: Научный мир, 2008. 184 с.

5. *Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А. и др.* Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3-39.

6. *de Wit, L.D. Ashwal* (eds). Greenstone belts. Oxford Monograpths on Geology and Geophysics, 1997. V. 35. 809 p.

7. *Eriksson K.A., Donaldson J.A.* Basinal and shelf sedimentation in relation to the Archaean–Proterozoic boundary. Precambrian Res. 1986. V. 33. P. 103-121.

8. *Thurston P.C., Chivers K.M.* Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province // Canada Precam. Res. 1990. V. 46. P. 21-58.

А.Е. Романько[1], А.Т. Савичев[1], С.С. Степанов[1], С.М. Табатабаиманеш[2], В.Ю. Прокофьев[3], Н.А. Имамвердиев[4]

О предполагаемой связи альпийских тектономагматических, металлогенических и осадочных процессов северо-востока Ирана и зоны Южного Каспия

Изучение нашей группой металлогении СВ Ирана под руководством известного регионального геолога Е.Ф. Романько позволило установить металлогеническую и магматическую зональность региона. Мы представляем некоторые материалы по альпийским тектономагматическим и металлогеническим процессам уникально интересного и важного региона запад Белуджистана – Южный Каспий. Предлагаются вкратце следующие выводы и обсуждение:

1. Установлена впервые энергетически выгодная тектономагматическая пара с двумя тектоническими обстановками: известной субдукционной с доминирующим олигоцен-современным известково-щелочным магматизмом и неоген? – четвертичной внутриплитной обстановкой. Выделяется важная неоген-четвертичная северо-восточная тектономагматическая и коррелируемая с ней металлогеническая зональность в регионе (общий Cu-Au профиль, с Pb–Zn, угнетенным Ag, Cu-Ni-Co, Cr, Fe – с офиолитовым меланжем мела (-палеоцена?), S и др.). В пользу указанной общей зональности говорит и уменьшение сейсмоактивности от Южного Каспия к Среднему Каспию, как минимум, а также возрастание глубинности землетрясений и их магнитуды на северо-восток, вкрест подвижной зоны Загрос. Местами описана вертикальная металлогеническая зональность.

2. Выявлена глубинная неоген-четвертичная внутриплитная магма в связи с предполагаемым Африканским суперплюмом – судя по эффектной томографии Ритсемы и др., Ritsema et al., 2011 и др. – на территории всего Белуджистана, как минимум. Ее производные образуют реконструируемый Ca–ряд субщелочных – подчиненных щелочных изверженных пород, например: довольно богатые кальцием трахиандезибазальты с CaO=7.58% и Sr = 4470! – вулканиты с CaO =

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; a-romanko@ya.ru, savichev@ginras.ru, stepanov@ginras.ru
[2] Университет Исфахана, Исфахан, Исламская Республика Иран
[3] Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия
[4] Государственный университет Баку, Азербайджан; inazim17@yahoo.com

10.2 %, далее CaO = 34.9 % (Sr здесь падает до 0.05 %) – чистые карбонатиты, Ханне шин, Афганистан и т.д. Внутриплитные породы характеризуются специализацией на РЗЭ, фосфор, отдельные рассеянные элементы.

3. Описаны олигоцен-четвертичные, до голоценовых? известковощелочные породы – антиподы предыдущим (интрузивые, эффузивные, пирокластические и вулканогенно-осадочные). Получены первые данные о высокотемпературных высококалиевых расплавных включениях кислого вулканического стекла в среднем плагиоклазе вулканитов латитовой ассоциации. Напротив, для внутриплитных пород, связанных с суперплюмом, расплавные включения оказались нехарактерными.

4. В плиоцене в условиях повышенного? теплового потока произошло ощутимое **опустошение магматического резервуара,** вследствие чего могла иметь место сильнейшая просадка Южного Каспия с последующей лавинной седиментацией. На востоке Южного Каспия известен гравитационный максимум. Обсуждаемый возможный импакт, по Б.Н. Голубову и др., 2008 (упоминания об этом еще у Г. Галилея!) – весьма привлекательная версия, имея в виду дискуссионное провоцирование импактом катастрофического магматизма, например, по аналогии с некоторыми крупными расслоенными интрузиями. В любом случае, эндогенная катастрофа сопровождалась резкой перестройкой структурного плана с северо-западного на меридиональный, с азимутальным несогласием. Возможно, отсутствие геофизического гранитного слоя здесь формально не запрещает существование субконтинентальной коры, по примеру Кольской СГ-3 и т.д.

5. На Южном Каспии существует восточная зональность нефть – конденсат- газ, которая предположительно связана с существованием барьера в виде Большого Кавказа с «корнями гор», вынуждающего молодые или перераспределенные УВ поворачивать на восток по мере движения с юга. Имеется и иная, меридиональная УВ-зональность: Север Каспия – УВ в породах девона-палеогена – Средний Каспий с УВ в породах триаса–юры–палеогена – Южный Каспий с УВ в породах нижнего плиоцена. Это может быть связано с уменьшением эффекта суперплюма на север. Имеется и довольно редкое сочетание в регионе УВ–уголь, любопытное с точки зрения продолжительной аномальной дегазации «горячего» региона, важна и приуроченность УВ к разломам. Наконец, возможно, перераспределение УВ вверх происходило недавно, примерно одноактно, несмотря на

то, что они закономерно «застряли» в разновозрастных горизонтах, как говорилось выше. Не исключено влияние, возможно опосредованное, упомянутого суперплюма и на Аравийский п-ов. В заключении отметим, что совместный анализ различных карт позволяет порой очень уверенно объяснять поведение УВ; по нашим данным, существует абсолютная корреляция максимум УВ – специфический рисунок структурных карт на Южном Арале и в других районах.

Авторы чрезвычайно благодарны Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде и М.А.А. Ноголь Садату; Б.Н. Голубову, О.Г. Шеремету, В.В. Славинскому, энциклопедисту…В.Е. Хаину†, М.П. Антипову, Г.И. Макарычеву†, А.Н. Касимову, а также лекторам: А. Ампилову, О. Калмыкову и др. (МГУ), Ф. Кристи, Р. Тобину и др.; геологам ГИН и мн. др.

А.Е. Романько[1], С.С. Степанов[1], А.Т. Савичев[1], С.М. Табатабаиманеш[2], В.Ю. Прокофьев[3], Н.А. Имамвердиев[4]

Южный Каспий – запад Белуджистана, Ближний Восток: кайнозойская эндогенная активность, общая геология, углеводороды, проблемы, обсуждение

Нами предлагаются некоторые материалы, полученные под руководством известного регионального металлогениста Е.Ф. Романько: по аномальной кайнозойской тектонике и магматизму касательно и углеводородов (УВ). Обсуждаются следующие позиции, проблемы:

– как минимум, в неогене–квартере в регионе работает мощная «эндогенная машина», обусловленная функционированием Африканского суперплюма, судя по впечатляющей томографии Ритсемы с соавторами. Не исключается и роль возможного импакта, согласно данным Б.Н. Голубова и др., РАН, могущий спровоцировать аномальный тектоническую ситуацию с усиленным притоком УВ. Максимум УВ именно на Южном Каспии обусловлен упомянутой высо-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия
[2] Университет Исфахана, Исламская Республика Иран
[3] Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия
[4] Государственный университет Баку, Азербайджанская Республика

кой эндогенной активностью, способствующей дегазации, «вызреванию» УВ, имеющихся в разрезе всего Каспия (девон-плиоцен…), привносу – перераспределению;

– не существует, как думается, больших противоречий между органическими – неорганическими идеями об УВ в регионе. Не вызывает сомнений, из-за аномальной тектоники – сильный приток флюида – возможно, водородного, который может «ужиться» с первичной органикой в мощнейших осадках лавинной седиментации в благоприятной среде.

Авторы очень благодарны Е.Ф. Романько† и мн. др. за консультации, дискуссии и т.д.

Д.Е. Савельев[1], В.Б. Федосеев[2]

Пластические деформации и механизм концентрирования рудного вещества в мантийных ультрабазитах

Ведущая роль тектонического течения, синхронного с вещественными преобразованиями ультрабазитов складчатых поясов, неоднократно подчеркивалась многими исследователями. Одной из причин для этого послужило соответствие петроструктурных диаграмм породообразующих минералов природных объектов с таковыми деформированных пород в условиях эксперимента. Установлено, что на ранних стадиях процесса преобладало высокотемпературное послойное вязко-пластическое течение ультрабазитов с образованием дунит-гарцбургитовой полосчатости [3]. Постепенный подъем мантийных масс приводил к наложению на первичные линейно-плоскостные текстуры относительно низкотемпературных деформаций, приводящих к формированию крупных дунитовых обособлений, обрамленных сетью маломощных дунитовых жил среди полосчатых гарцбургитов.

Одним из перспективных направлений для решения проблемы генезиса хромититов складчатых поясов является разработка рестито-во-метаморфогенной модели, предложенной в работе [1]. Она пред-

[1] Институт геологии Уфимского научного центра РАН (Уфа)
[2] Нижегородский государственный университет (Нижний Новгород)

полагает, что образование хромититовых концентраций в офиолитах происходило при твердофазной сегрегации, синхронной с пластическим течением ультрабазитов. В качестве структурных элементов деформации при высокой температуре ($T/T_{пл}$ = 0,5–0,8) выступают отдельные зерна минералов и их фрагменты. Это позволяет рассматривать данные породы как *дисперсную систему*, дисперсионной средой в которой является магнезиальный оливин (70–99 %), а дисперсной фазой магнезиальный ромбический пироксен (0–30 %) и хромшпинелид (0–5 %). Пористость ультрабазитов верхней мантии стремиться к нулю, в этом случае применимо условие неразрывности среды.

В работе [2] предложен способ описания стратифицированных состояний, возникающих в многокомпонентной полидисперсной системе в условиях различных стационарных внешних полей (гравитационного, акустического, упругих напряжений). Движущей силой процессов перераспределения частиц является стремление системы к минимуму термодинамического потенциала. Критерием достижения состояния термодинамического равновесия в условиях стационарного внешнего поля является инвариантность механохимических потенциалов компонентов внутри равновесной системы. Механохимический потенциал определен как сумма локальных значений химического потенциала $\mu(x,y,z)$ и потенциальной энергии $u(x,y,z)$ компонента K [2, 4]. Положение дисперсных частиц в системе определяется их индивидуальными свойствами (масса, плотность, модуль упругости, размер) и геометрической конфигурацией поля (однородное, центральносимметричное, распределенное и др.).

Для системы со стационарным пластическим течением в однородном гравитационном поле, критерий равновесия имеет вид

$$\rho_i V_i \left(gz + \frac{v(x,y,z)^2}{2} \right) + p(x,y,z) V_i + \theta \ln\left(n_i(x,y,z) \right) = const, \quad (1)$$

здесь g – ускорение свободного падения, ρ_i, V_i — плотность и удельный (на моль или на одну частицу) объём компонентов, $n_l(h)$ — доля частиц типа i, $p(h)$ — гидростатическое давление, $\langle v^2(h) \rangle$ – средний квадрат скорости колебания среды на высоте h, μ_i^o – стандартный химический потенциал компонента (далее в составе константы), координата z эквивалентна высоте h, $v(x,y,z)$ – скорость течения. Величина $\theta = RT$, если использованы мольные характеристики компонентов и $\theta = kT$ – если индивидуальные. Для однокомпонентной системы $n_i \equiv 1$ выражение (1) является аналогом уравнения Бернулли.

Согласно (1) распределение дисперсной фазы во внешнем поле определяется плотностью ρ_i, объемом V_i частиц, интенсивностью внешнего воздействия g, $v(x,y,z)$ или $\langle v^2(\mathrm{h})\rangle$ они же определяют величину и распределение гидростатического давления.

Соответственно для гипсометрического распределения дисперсных частиц в акустическом (источник вибрации расположен выше или ниже рассматриваемой системы) и гравитационном поле из (1) имеем

$$n_i(h) = n_i(h^*)\exp\left[-\frac{M_i g \Delta h}{\theta}\left(1-\frac{\rho_0}{\rho_i}\right)\left(1-\frac{\left\langle v(h^*)^2\right\rangle - \left\langle v(h)^2\right\rangle}{2gh}\right)\right] \qquad (2)$$

здесь $\Delta h = h^* - h$, h^* – "нулевой" уровень, относительно которого построено распределение.

Рассмотрим слой, расположенный на одной высоте $z = z^* = const$ с прямолинейным ламинарным потоком, направленным по оси y, для него распределение частиц в потоке упрощается до

$$n_i(x) = C\exp\left[-\frac{M_i v(x)^2}{2\theta}\left(1-\frac{\rho_0}{\rho_i}\right)\right]. \qquad (3)$$

Здесь различия в концентрации частиц полностью определены эпюрой скоростей и плотностью дисперсной фазы и дисперсионной среды. Если плотность частиц меньше плотности среды $\rho < \rho_0$, концентрация частиц будет расти в области больших скоростей, т.к. $n(x) \sim \exp(Av^2(x))$, $A > 0$. Частицы с плотностью $\rho > \rho_0$, напротив, должны выталкиваться в область с низкими скоростями потока $n(x) \sim \exp(-Av^2(x))$, $A > 0$. Уравнение (3) позволяет описать и относительную концентрацию частиц разного типа (A и B) как

$$\frac{n_A(z)}{n_B(z)} = C_{AB}\exp\left[-\left(\rho_A V_A - \rho_B V_B + (V_A - V_B)\rho_0\right)\frac{v(z)^2}{2\theta}\right], \qquad (4)$$

здесь константа C_{AB} определена исходным составом системы. Отсюда следует, что при

$$(\rho_A + \rho_0)V_A < (\rho_B + \rho_0)V_B \text{ или } \frac{V_A}{V_B} < \frac{\rho_B + \rho_0}{\rho_A + \rho_0} \qquad (5)$$

относительная концентрация частиц A будет выше там, где скорость потока больше.

При этом возможны несколько случаев:

– Если частицы ***одинакового размера*** $(\rho_A + \rho_0)/(\rho_B + \rho_0) > 1$ или $\rho_A > \rho_B$, то доля менее плотных выше там, где больше скорость;

– При ***равной плотности*** $V_A/V_B < 1$ – мелкие частицы преобладают там, где скорость выше. В соответствии с (5) концентрация частиц малой плотности по-прежнему уменьшается, а частиц большой плотности возрастает к периферии потока;

– частицы ***мелкие плотные*** $V_A\left(\rho_A+\rho_0\right) < V_B\left(\rho_B+\rho_0\right)$ могут вести себя неоднозначно. Возможен вариант, когда мелкие частицы большой плотности будут преобладать в области больших скоростей над крупными частицами малой плотности.

Начальный состав и структуру исследуемого материала определим для гарцбургита, состоящего из 75 % оливина, 20 % ортопироксена 5 % хромита. Из петрографических наблюдений вытекает, что размеры структурных элементов деформации для оливина, ортопироксена и хромита не одинаковы. Пироксен в пластическом течении участвует в виде зерен или их крупных фрагментов (1–5 мм, в среднем 1,5–2 мм; ρ = 3,2 г/см^3), оливин – в виде субзерен со средним размером около 0,5 мм (ρ = 3,2 г/см^3). Для хромита характерны вариации в размерах структурных элементов деформации (зерен): акцессорные минералы дунитов и бедновкрапленных руд мелкие (0,1–0,8 мм при среднем 0,5 мм; ρ = 4,5 г/см^3), в более концентрированных рудных телах размер зерен увеличивается до 0,5–3 мм, наиболее крупнозернистыми являются массивные хромиты (2–10 мм).

Подставим в полученное неравенство значения плотности и размеров частиц минералов при условии, что дисперсионной средой является оливин.

Для пары оливин (*Ol*) – ортопироксен (*Opx*) получим

$$0,04 \approx \frac{V_{Ol}}{V_{Opx}} < \frac{\rho_{Opx}+\rho_{Ol}}{\rho_{Ol}+\rho_{Ol}} \approx 1 \cdot$$

Неравенство выполняется, следовательно в областях с высокой скоростью потока должна быть выше доля частиц оливина.

Частицы хромита (*Chrt*) согласно неравенству $1 = \frac{V_{Ol}}{V_{Chrt}} < \frac{\rho_{Chrt}+\rho_{Ol}}{\rho_{Ol}+\rho_{Ol}} \approx 1,2$ должны преобладать в областях с низкими скоростями течения. С уменьшением относительного размера частиц хромита, участвующих в деформации, область распространения хромита может увеличиться. Особенно это должно быть характерно для мелкодисперсных фракций, распределяющихся между крупными зернами оливина и ортопироксена. Этим можно объяснить часто наблюдаемое в природе образование петельчатых, брекчеевидных тек-

стур руд, которые при уменьшении структурных элементов деформации оливина преобразуются в однородные густовкраплденные и массивные.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей: акустического (вибрационного, сейсмического), гравитационного, гидродинамического и гидростатического. Вероятнее всего, в природных объектах мы имеем дело с результатом комплексного воздействия (суперпозиции) данных факторов.

При всех вариантах воздействия определяющим параметром является размер частиц, для гравитационного акустического и гидродинамического полей существенным фактором является плотность, для гидростатического поля существенным фактором становится модуль упругости. Подстановка в условие (5) числовых значений физических свойств компонентов мантийных ультрабазитов позволяет получить решения, подтверждающие постоянную ассоциацию в рудных телах рудообразующего хромита с оливином и отсутствие оруденения среди полиминеральных пород (лерцолитов и гарцбургитов).

Литература

1. *Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А.* К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. 2006. № 6. С. 3-8.

2. *Федосеев В.Б.* Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маятника Челомея // Нелинейный мир. 2010. №4. С. 243–247

3. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

4. *Abakumov G.A., Fedoseev V.B.* Physico-chemical processes in centrifugal and gravitational fields // Chemistry Reviews. 2000. V. 24. P. 41-86.

С.А. Сапурин[1]

О позднепалеозойской карбонатной платформе на юго-западе Западно-Сибирской плиты

Верхний этаж доюрского фундамента на юго-западе Западно-Сибирской плиты сложен терригенными и карбонатными комплексами среднего и верхнего девона, карбона и нижней перми, которые несогласно перекрываются тафрогенными образованиями триаса [1]. В последние годы получены дополнительные данные по стратиграфии этих отложений [4, 6], что позволяет более достоверно выполнить реконструкцию палеогеографических и палеотектонических обстановок.

Фаменский и турнейский ярусы, частично также нижневизейский подъярус, сложены мощной карбонатной толщей, вскрытой многочисленными скважинами, пробуренными в разные годы на востоке Курганской области с целью поисков залежей углеводородов. В структурном отношении территория располагается в пределах Вагай-Ишимской впадины и Тобол-Убаганского поднятия, которые относятся к Боровской зоне (рис.). Изучение этой толщи (распространение, вещественный и фациальный состав, органические остатки, тектоника) позволило реконструировать фрагмент обширной карбонатной платформы, существовавшей на северо-западе (в современных координатах) Казахстанского палеоконтинента, вблизи Палеоуральских структур.

Становление указанной платформы началось в раннем фамене, в результате трансгрессии моря на континент (с накопившейся на нём красноцветной терригенной толщей), вероятно, с северной или северо-восточной стороны, о чём свидетельствуют увеличивающиеся в этих направлениях мощности карбонатных пород.

В фаменском веке рассматриваемый эпиплатформенный бассейн был мелководным, но с относительно нормальной солёностью. Его населяли фораминиферы, криноидеи, губки, остракоды, местами кораллы, брахиоподы, однако обильными они не были. Фенестры, нередко в изобилии встречающиеся в известняках, заставляют предполагать, что в пониженных участках существовал застойный режим [2]. На рубеже фамена и турне имело место некоторое обмеление, которое выражается появлением в разрезе карбонатно-сульфатной пачки. Нижнетурнейские известняки, как и фаменские, осаждались в нормально-мор-

[1] Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия; sapurin-semyon@rambler.ru

ских условиях, но отличаются по составу комплекса органических остатков (появляются новые виды брахиопод и фораминифер) [4].

Во второй половине турне фации закрытого мелководного шельфа и соленых лагун сменились фациями открытого глубокого шельфа. В типичном виде последние представлены глинисто-карбонатными породами – биокластовыми глинистыми известняками с прослоями аргиллитов. Биокласты в большинстве случаев плохо сортированы, со следами окатанности. В первую очередь это членики криноидей различных размеров, распространены также обломки (иногда целые раковины) тонкостворчатых брахиопод, фрагменты мшанок, водорослей, спикулы кремневых и известковых губок, встречаются обломки кораллов (одиночных и колониальных), иглы морских ежей и брахиопод, гастроподы, трилобиты. Известняки слагают линзы и линзовидные пласты мощностью от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. Для них характерны неровные поверхности напластования (зачастую с образованием карманов), указывающие на перерывы и размывы, а также градационная сортировка биокластов – уменьшение размерности и количества обломков вверх по пласту вплоть до тонкой илистой фракции. Такие пласты и линзы нередко разделены микрослоистыми фоновыми аргиллитами. Породы, как правило, интенсивно биотурбированы. Отложения сочетают в себе признаки гидродинамически активной и в то же время спокойной среды, что характерно для штормового режима осадконакопления, ведущего к накоплению циклически построенной толщи темпеститов [5]. Течениями, вызванными штормами, и собственно штормовыми волнами, обломочный материал перемешивался с фоновым, образовывались разнообразные промоины, которые заполнялись биокластами. Вероятно, осадочный материал перемешивался только во время сильных штормов. Наблюдающиеся размывы многочисленные, но всегда неглубокие и, очевидно, локальные.

Несмотря на то что, ни одной из скважин не были вскрыты настоящие рифовые постройки, мы можем судить об их существовании в бассейне по присутствию многочисленных биокластов водорослей, колониальных кораллов, губок, криноидей, мшанок и других организмов, характерных для рифового комплекса.

По результатам изучения изотопного состава кислорода, большая часть проб известняков не попадает в область значений, свойственных для нормально-морских карбонатов, в первую очередь из-за меньшего количества тяжёлых изотопов. Вероятно, это можно объяснить жарким климатом [3].

Песчаный материал содержится в карбонатных породах в различных количествах – от единичных зерен до 20–30 %. Он поступал в течение длительного времени с одного источника – вероятно, с архипелага вулканических островов, находящегося на западе (в современных координатах). В разрезе всей толщи этот материал представляет собой переотложенную пирокластику [2]. Для нижней части нижнего визе характерно увеличение песчанистости, что связано в первую очередь с увеличением вулканической активности, а в дальнейшем и с постепенным обмелением водоёма. В верхней части нижневизейского подъяруса соотношения песчаников и карбонатных пород приблизительно равны. В визейско-серпуховское время морские обстановки сменяются континентальными.

На различных этапах, начиная с раннего карбона, имели место процессы карстообразования и разрушения верхней части карбонатной платформы с формированием коры выветривания. В разрезе были встречены мощные (до 10 и более метров) горизонты и линзы карбонатных брекчий: сгруженные остроугольные обломки известняков различной размерности, заключенные в светло-коричневую, местами красноцветную, глинисто-карбонатную массу. Характерно присутствие плёнок и сгустков битумоидов.

В нижней части разреза карбонатной толщи развиты доломиты. К этим породам, как правило, приурочены каверны и пустоты, не залеченные более поздними процессами, что повышает их проницаемость. По всей карбонатной толще широко распространены стилолитовые и парастилолитовые швы, ориентированные в различных направлениях и подчеркнутые битумным веществом. Это вещество присутствует и в мелких порах в доломитизированных известняках. Потенциально пористость характерна для вышеописанных биокластов в составе глинисто-карбонатных пород (внутризерновые поры), но в большинстве случаев эти поры полностью или частично забиты вмещающим глинистым веществом, либо аутигенным каолинитом, в ряде случаев их заполняют комочки глауконита.

Таким образом, разрез обширной карбонатной платформы на изученной территории охватывает возрастной интервал от фаменского века до раннего визе включительно. Платформа формировалась в шельфовом бассейне с изменчивыми условиями осадконакопления. Наиболее мелководным бассейн был на рубеже девона и карбона, максимум трансгрессии относится к позднему турне. Суммарная мощность карбонатных отложений составляет порядка 2000 м [4]. По-видимому, платформа выклинивалась в западном и восточном направ-

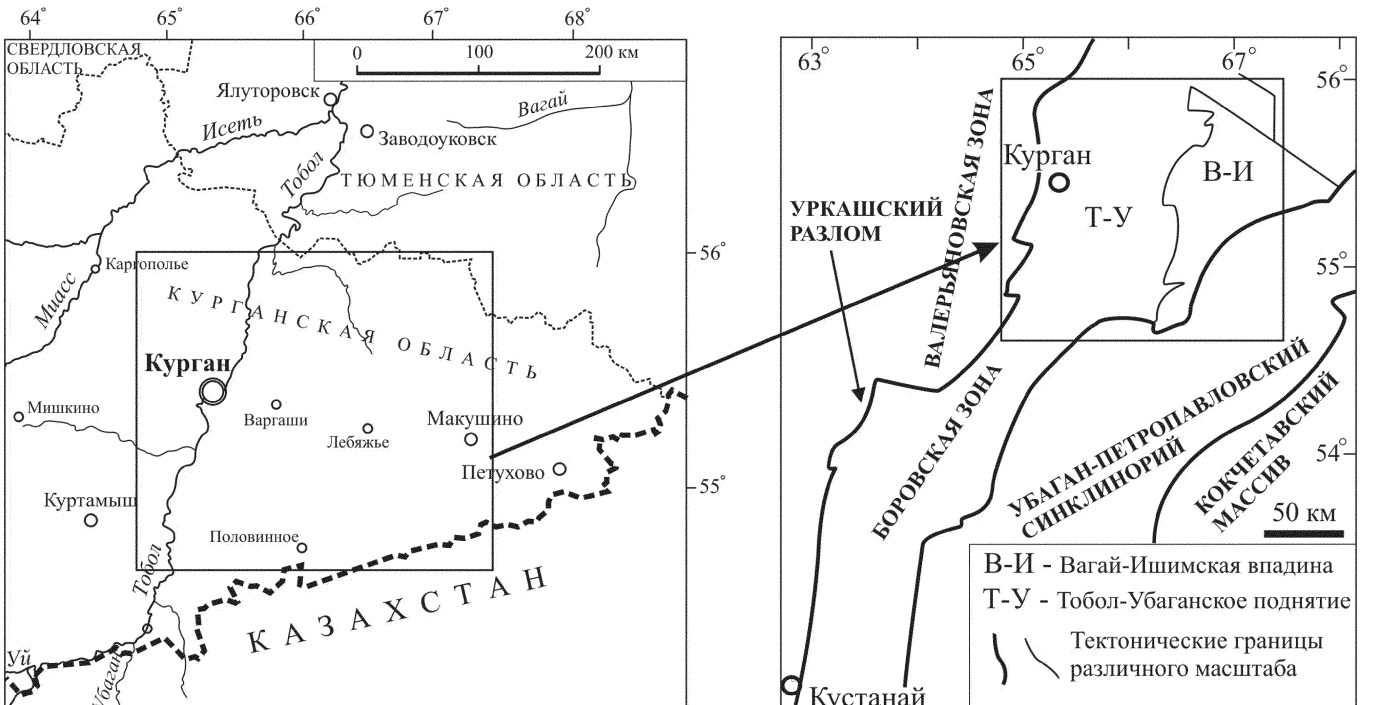


Рис. Географическая и структурная позиция изученной территории

лениях (в пределах Валерьяновской и Ишимской зон), постепенно замещаясь при этом терригенными образованиями. В то же время, судя по литературным данным, она простиралась далеко на юг и на север, вдоль края Казахстанского палеоконтинента. Карбонатная платформа на рассматриваемой территории прекратила свое существование в конце раннего визе, когда одновременно с регрессией, на западе началась активная вулканическая деятельность. Во второй половине визе формировалась кора выветривания, с которой, вероятно, связаны карстовые процессы – образование линз карбонатных брекчий с примазками битумного вещества. Наиболее проницаемыми для углеводородов являются доломиты фаменского и низов турнейского ярусов.

Литература

1. *Ивлев А.И.* Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный–Костанай: СКФ АМР РК, 2008. 500 с.
2. *Мизенс Г.А., Кокшина Л.В.* Условия осадконакопления в среднепалеозойских бассейнах на юго-западе Западной Сибири (зона сочленения уральских и казахстанских структур) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: мат-лы II Всерос. науч. конф. Новосибирск: Гео, 2010. С. 111–113.
3. *Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И.* Первые сведения об изотопном составе углерода и кислорода в каменноугольных известняках восточного склона Южного Урала // Литосфера. 2008. № 4. С. 104-110.
4. *Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И. и др.* Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 4. С. 20–45.
5. *Сапурин С.А.* Некоторые текстурные особенности и условия образования верхнепалеозойских карбонатных пород юга Западной Сибири // Международная научно-практическая конференция молодых учёных и студентов. Сборник докладов. Екатеринбург, 2009.
6. *Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А. и др.* Стратиграфия палеозойского разреза, вскрытого параметрической скважиной Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 3. С. 3-21.

К.И. Свешников[1]

Системы «верхнемантийная структура – региональная магматогенная структура – земная кора» юго-восточной части фундамента Восточно-Европейской платформы

Магматические тела (массивы, вулканические поля, дайки) в преобладающем большинстве случаев встречаются не по одиночке, а образуют достаточно крупные (региональные) ареалы, контуры которых часто не согласуются или пересекают границы структурно-формационных зон, традиционно выделяемых на основании характеристик стратифицированных комплексов. Такие ареалы могут рассматриваться как самостоятельные магматогенные структуры. Последние в изученных на примере фундамента юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) случаях прямо или косвенно связаны со структурами верхней мантии, а с мантийными и магматогенными структурами, в свою очередь, коррелируются особенности строения консолидированной земной коры.

Верхнемантийные и магматогенные структуры

1. Согласно [Добрецов, 1980, стр. 76], в юго-восточной части ВЕП на карте типов верхней мантии обосабливается в качестве самостоятельной верхнемантийной структуры Волго-Камский геоблок. С юга в Волго-Камскую структуру упирается Курско-Днепровский гранитно-зеленокаменный пояс, второй подобный пояс, по данным [Геология и полезные ..., 2006], подходит симметрично к Волго-Камской структуре с севера (рис. 1-Б, 2-А). По данным тектонофизического моделирования [Peltzer, Tapponier, 1988], подобные пояса по морфологии пояса трещиноватости возникают в условиях сдвиговых деформаций при субгоризонтальном давлении со стороны устойчивой (в данном случае Волго-Камской) структуры. Сдвиговые нарушения широко развиты и в отдельно взятых зеленокаменных структурах. **2**. Воронежско-Украинскому геоблоку соответствуют два разнотипных (пироп-перидотитовый и шпинель-пироксенит-перидотитовый) участка верхней мантии, разделенные субмеридиональной линией в центральной части Украинского щита (рис. 1-А). Позже эта линия была описана как линеамент «Херсон–Смоленск» или Каневско-Новоукраинский глубинный ралом [Крупенников, 1989]. Глубинная

[1] Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия; sveshn42@mail.ru

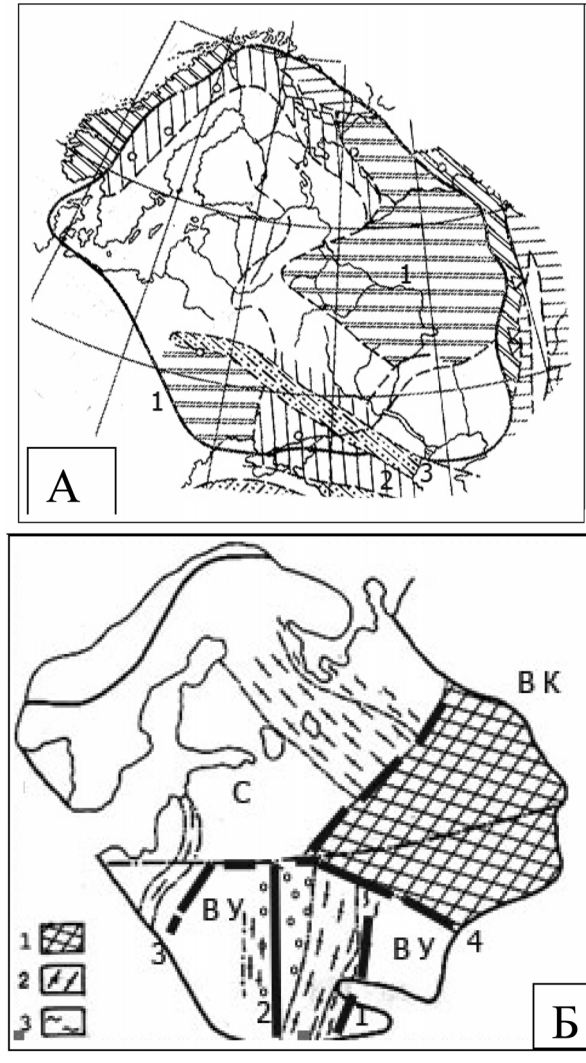


Рис. 1. Мантийные (*А*) и тектонические (*Б*) структуры юго-восточной части фундамента ВЕП.

А: *1* – верхнемантийные структуры пироп-перидотитового, *2* – шпинель-пироксенит-перидотитового типов; *Б* – Воронежско-Украинский, ВК – Волго-Камский, С – Свекофеннский геоблоки; *1* – гранулито-гнейсовый Волго-Камский геоблок, *2* – гранит-зеленокаменные пояса, *3* – диафторированные гранулитовые толщи, кружками обозначена метатерригенная ингуло-ингулецкая толща. Цифры на рисунке: 1 – Орехово-Павлоградская зона разломов, 2 – линеамент «Херсон–Смоленск», 3 – тектоническая граница между Воронежско-Украинским и Свекофеннским геоблоками, 4 – тектоническая граница между Воронежско-Украинским и Волго-Камским геоблоками

природа линеамента подтверждается устойчивыми отличиями железистости–магнезиальности магматических мантийных производных по разные стороны от линеамента [Колосовская, Свешников, 1993]. Линеамент трассирует центральную часть метатерригенного Кировоградского прогиба (рис. 2-А) и практически на всем протяжении залечен крупными телами гранитов. Для области линеамента установлено разуплотнение мантии, трактовавшееся Ю.П. Оровецким как глубинный диапир. Эти данные позволяют рассматривать линеамент как зону растяжения. **3**. По данным В.Б. Соллогуба, в верхней мантии щита на глубинах 250–150 км выявлена граница, изолинии которой отражают существование каких-то изометричных мантийных структур под щитом и линейной структуры северо-восточного простирания, вблизи юго-западной части Волынско-Двинского линеамента (рис. 1-Б) – тектонической границы щита со структурами Белорусского кристаллического массива. Линеаменту соответствует минимальная глубина залегания мантийной структуры (150–100 км). Здесь же происходит резкое изменение направлений простирания изогипс поверхности Мохо от северо-западного, характерного для большей части щита, до северо-восточного. На всем протяжении эта структура трассируется щелочноземельными вулкано-плутоническими поясами андийского типа и сопровождается многочисленными проявлениями динамометаморфизма. Все признаки, включая геохимические, позволяют рассматривать мантийную структуру и соответствующие ей вулкано-плутонические пояса как область сжатия – коллизии разных геоблоков в составе фундамента ВЕП [Свешников, Бучинская, 2006]. **4**. Помимо этого, украинскими геофизиками выявлены три субмеридиональных зоны – Голованевская (Голованевско-Ядловско-Трактемировская), Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская (рис. 1-Б). Зоны отличаются повышенной мощностью земной коры (до 55 км) на фоне примерно 40 км для остальной части щита, сложной складчатостью метаморфических пород и наличием коромантийной смеси на глубине. В пределах зон разрез земной коры на всю мощность сложен аномально плотными и аномально магнитными породами; здесь присутствуют эклогитоподобные и гранат-дистеновые породы [Щербаков, 2005]. Зоны сопровождаются поясами тел преимущественно пироксенит-перидотитового состава, очень сходного с предполагаемым составом пиролита. Не исключено, что такие тела возникают в результате выдавливания недифференцированного мантийного вещества по тектоническим зонам сжатия.

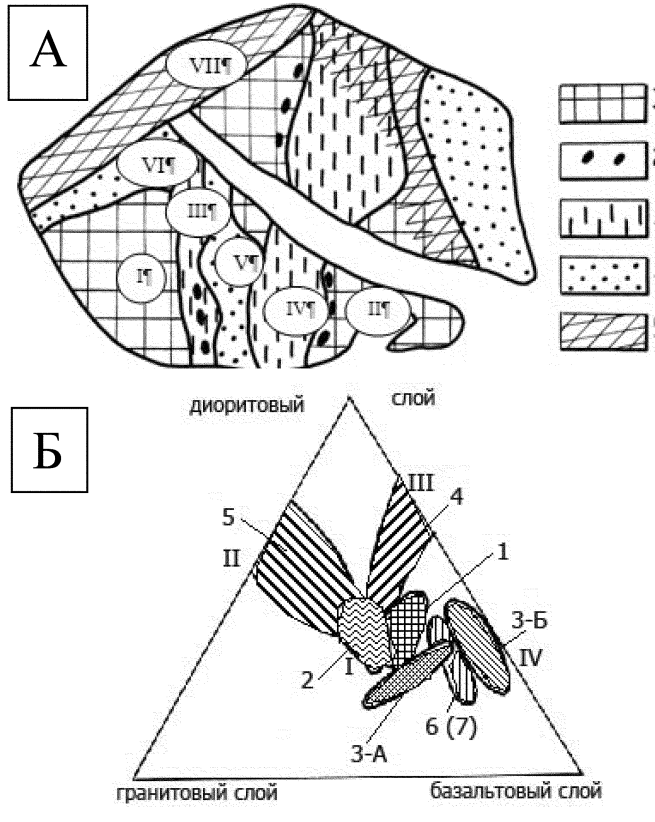


Рис. 2. Строение земной коры Воронежско-Украинского геоблока (*А* – главные геологические структуры геоблока, *Б* – соотношения мощностей главных слоев земной коры)

А: *1* – гранулито-гнейсовые комплексы, *2* – тела пироксенит-перидотитовой формации, *3* – амфиболито-гнейсовые, *4* – метатерригенные комплексы, *5* – вулкано-плутонические пояса. I – Подольский, II – Приазовский, III – Росинско-Тикичский мегаблоки, IV – Курско-Днепровский гранитно-зеленокаменный пояс, V – Кировоградский, VI – Тетеревский прогибы, VII – Волыно-Полесский вулкано-плутонический пояс. ***Б***: 1, 2 – Подольский, Приазовский мегаблоки; 3-А – Росинская часть, 3-Б – Голованевская часть Росинско-Тикичского пояса, 4 – Курско-Днепровский пояс, 5 – Кировоградский прогиб, 6 (7) – Волыно-Полесский пояс с прилегающей частью Тетеревского прогиба. I – стандартная кора гранулито-гнейсовых комплексов, II – легкая кора областей растяжения, III – контрастная кора областей сдвиговых обстановок, IV – кора областей сжатия

Соотношения структур с типами строения консолидированной коры

Исходя из того, что состав пород при высоких *P–T*-условиях лучше коррелируется с плотностью, чем со скоростью прохождения сейсмических волн (С.С. Красовский), среди украинских геофизиков принято разделение консолидированной земной коры на три слоя – гранитовый (плотность менее 2,75 г/см^3), диоритовый (2,75–2,90) и базальтовый (плотность более 2,90 г/см^3). Такое тройное деление позволяет, с учетом процентных соотношений мощностей слоев, перейти к построению тройных диаграмм, на которых может быть отражен любой замер в каждом отдельно взятом пункте (рис. 2-Б).

По геологическим наблюдениям, наиболее древние структуры геоблока – мегаблоки гранулито-гнейсовых комплексов, кристаллические сланцы которых отвечают океаническим метабазальтам. Судя по однотипности разрезов и относительно простым складчатым структурам, комплексы формировались в спокойных тектонических условиях. Им отвечает земная кора мощностью 40–42 км с примерно равными соотношениями мощностей базальтового, диоритового и гранитового слоев и ровным рельефом границы Мохо. В областях последующго сжатия происходило увеличение общей мощности коры и базальтового слоя, в частности (рис. 2-А). В областях растяжения мощность базальтового слоя и коры в целом заметно уменьшена. В областях сдвиговых дислокаций отмечается чередование участков с разной мощностью земной коры, мощность гранитового слоя уменьшается до полного отсутствия в зеленокаменных структурах [Свешников и др., 1999].

Главный вывод; верхнемантийные, магматогенные структуры и строение консолидированной земной коры тесно коррелируются друг с другом. По всей видимости, строение коры в ходе эволюции может меняться и отражает особенности последнего из проявившихся в том или ином районе геодинамических процессов.

К.И. Свешников[1]

Геолого-геофизическая модель строения земной коры центральной части Кировоградского прогиба

При геолого-геофизических исследованиях возникает необходимость рассмотрения соответствия между глубинным строением земной коры и приповерхностными геологическими структурами. Наиболее адекватной геологической основой для поиска подобных соответствий являются формационные карты. Тела, отображаемые на последних, выделяются не по возрастным, а по структурно-вещественным признакам, с которыми должны коррелироваться как потенциальная рудоносность, так и плотностные геофизические характеристики. Успешное применение такого синтеза возможно лишь для районов, тектонические структуры которых пересечены хотя бы несколькими сейсмическими профилями. В этом отношении одним из наиболее полно изученных регионов остается Украинский щит (УЩ), на примере которого нами, совместно со специалистами Киевского института геофизики, был разработан метод построения формационно-плотностных разрезов земной коры.

Кировоградский район соответствует центральной части УЩ; здесь проявлен возникший в условиях растяжения крупный метатерригенный прогиб, осевая часть которого совпадает с линеаментом «Херсон–Смоленск» (Свешников, см. настоящий сборник). Прогиб пересечен серией сейсмических профилей, дающих достаточное количество материала для синтеза. Для строения земной коры под прогибом характерны большие углы наклонов поверхностей, резкие изменения мощностей слоев, отсутствие на отдельных участках базальтового слоя вообще.

Намеченные геофизиками разломы, разделяющие участки с различной глубиной залегания поверхности Мохо, в преобладающем числе случаев соответствуют в приповерхностной части разломам, разделяющим поля развития различных геологических формаций или структурно-вещественных комплексов. С теми же разломами связаны и резкие перепады глубины залегания верхней поверхности базальтового слоя. При этом углы погружения поверхности Мохо и кровли базальтового слоя (углы откоса) хорошо согласуются с предполагаемыми, по геофизическим данным, направлениями погруже-

[1] Российский университет дружбы народов (РУДН), Москва, Россия; sveshn42@mail.ru

ния плоскостей разломов. Другими словами, поверхность Мохо и кровля базальтового слоя ведут себя как вещественные геологические границы, подвергающиеся смещениям по зонам разломов. Это позволяет подойти к построению разрезов на всю глубину земной коры. Естественно, такие разрезы являются лишь упрощенными моделями, но все же они отражают ряд особенностей глубинного строения, остающихся вне рассмотрения при других подходах. Вопросы взаимосвязи приповерхностного и глубинного строения Кировоградского прогиба рассмотрены нами ранее [1] и здесь ограничимся демонстрацией нескольких разрезов, построенных по предлагаемой методике (рис. 1).

Менее определенны соотношения с тектоническими зонами границы диоритового и гранитового слоев. В одних случаях эта граница резко изменяет свое положение по зонам разломов (профиль Д), в других пересекает разломы без видимых смещений (профиль В), залегая примерно на одинаковой глубине на значительных расстояниях безотносительно от особенностей геологического строения. Мощность гранитового слоя уменьшается в периферических частях прогиба и непосредственно к западу от последнего (см. профиль В) нижняя граница слоя пересекает нулевую отметку; при этом на дневную поверхность оказывается выведенным диоритовый слой. Отвечающие ему выходы гранулито-гнейсового комплекса не обнаруживают сколько-нибудь существенных отличий от таких же выходов, соответствующих, по сейсмическим данным, гранитовому слою.

Границы, разделяющих слои в земной коре, одни исследователи связывают с изменением плотностей, другие – с изменениями состава. С позиций “плотностной” гипотезы перепады глубины залегания слоев (см. профиль Д) возможно объяснить лишь недавними перемещениями тектонических блоков по зонам разломов, вследствие чего перераспределение плотностей в коре еще не успело произойти (положение границ, в рамках этой гипотезы, определяется величиной нагрузки вышележащих образований и, в условиях отсутствия гор на территории щита, должно со временем выравниваться на больших расстояниях). Однако никаких данных о возможном проявлении в пределах щита столь активной тектонической деятельности в относительно недавнее геологическое время не существует. Случаи же, когда на отдельных участках базальтовый слой отсутствует, с позиций “плотностной” гипотезы вообще невозможно объяснить. В то же время все наблюдаемые изменения залегания и мощности базальтового слоя легко объяснимы механическими перемещениями по зонам

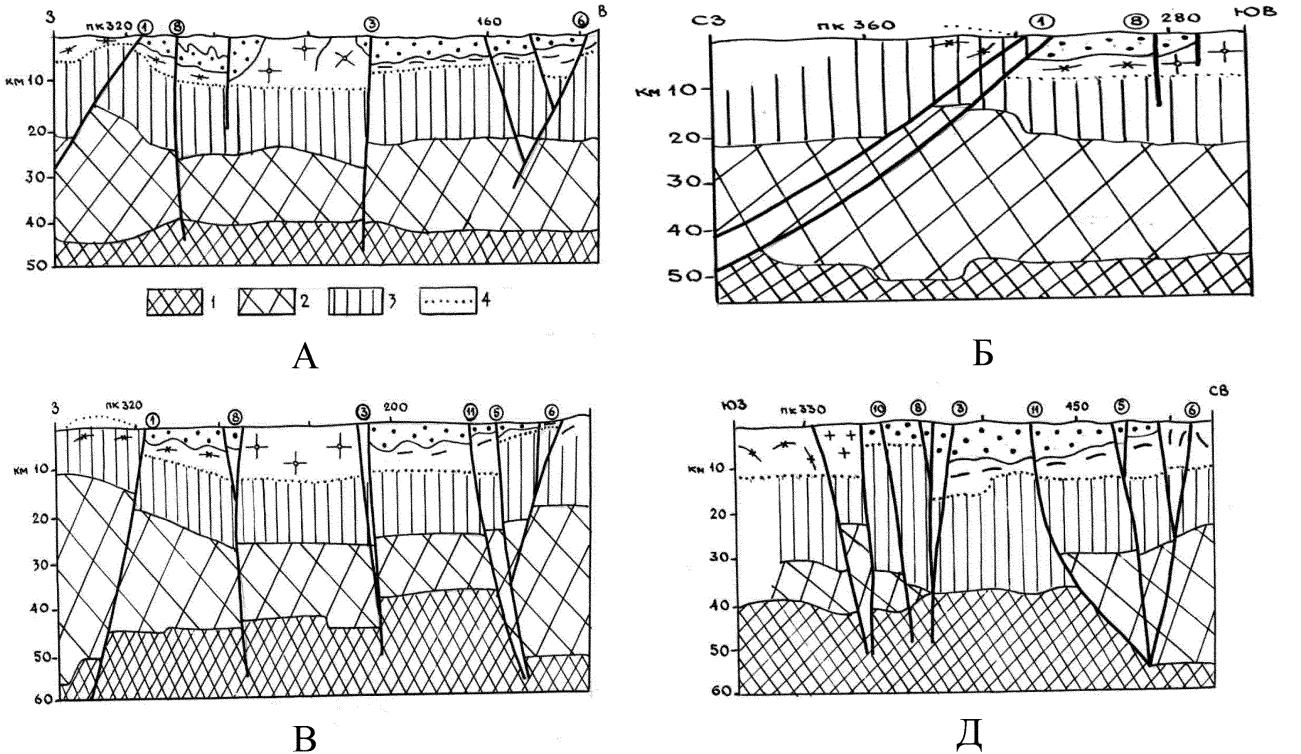


Рис. 1. Разрезы земной коры под Кировоградским прогибом (номера геофизических профилей см. в работе [1])
1 – мантия, *2* – базальтовый слой, *3* – диоритовый слой, *4* – граница диоритового и гранитового слоев

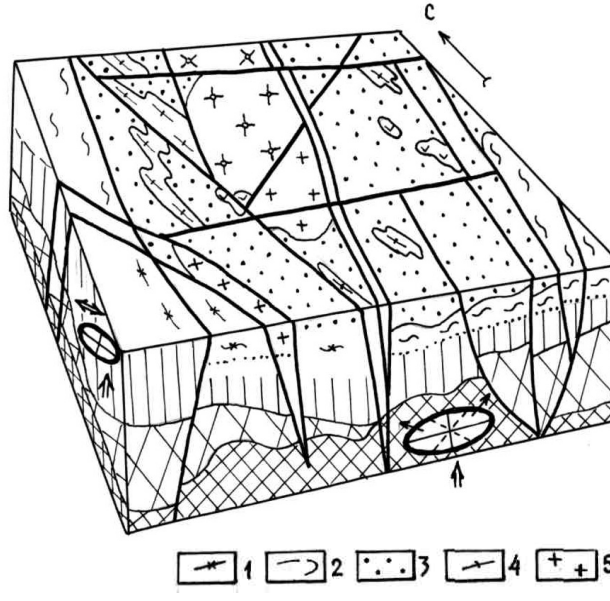


Рис. 2. Схема глубинного строения Кировоградского мегаблока
1 – гранулито-гнейсовый, *2* – амфиболито-гнейсовый комплексы; *3* – ингуло-ингулецкая серия; *4* – ультраметагенные гранитоиды; *5* – граниты. Прочие условные обозначения см. на рис. 1

разломов еще в докембрии при допущении, что базальтовый слой представляет собой геологическое тело, отличающееся по составу от ниже и вышележащих образований, хотя состав слоя по-прежнему остается неизвестным. Граница между диоритовым и гранитовым слоями имеет, скорее всего, плотностную природу (особенно случаи, когда диоритовый слой выведен на дневную поверхность), но это не исключает совпадения ее на отдельных участках с границами геологических комплексов разного состава.

Рассмотренные данные приводят к принципиально важному предположению – *границы слоев, выделяемых по сейсмическим данным в разрезе земной коры центральной части Украинского щита, имеют, скорее всего, разную генетическую природу – граница между базальтовым и диоритовым слоями имеет вещественный, а между диоритовым и гранитовым слоями – плотностной характер.* Основываясь на приведенных соображениях, была составлена схематическая блок-диаграмма глубинного строения прогиба (рис. 2). Из нее следует, что в зоне линеамента «Херсон–Смоленск» условия растя-

жения привели к разрыву базальтового слоя земной коры и скучиванию его за пределами линеамента.

Литература

1. *Красовский С.С., Свешников К.И.* Вопросы взаимосвязи глубинного и приповерхностного строения Кировоградского мегаблока Украинского щита // Сборник научных работ Украинского государственного геологоразведочного института. Киев: изд. УкрДГРІ, 2004. С. 99-107.

Л.П. Свириденко[1]

Соотношение осадконакопления и платобазальтового вулканизма. Фенноскандинавский щит

При изучении тектоники докембрия с давних времен существует актуалистический подход, но за прошедшее столетие достигнуты большие успехи в изучении литологии, палеовулканологии, магматической геотектоники, а также в космических исследованиях. Все это позволяет на основе личных многолетних работ попытаться отразить специфику докембрийской геотектоники.

Привлечение тектоники литосферных плит к раннему докембрию как правило базируется на двух главных «китах» – платобазальтовом вулканизме и мелководном осадконакоплении. Их сочетание воспринимается как граница континент–океан. При этом проявление платобазальтового вулканизма обычно служит критерием для выделения океанической земной коры.

В то же время докембрий – это период первоначального формирования земной коры континентального типа и в этом его уникальность. Институтом геологии КарНЦ РАН в течение 50 лет его существования последовательно и совместно изучались осадконакопление и вулканизм докембрия на основе разработанных соответствующих методик [4, 5]. В результате получен принципиально новый фактический материал, позволивший А.П. Светову обосновать существование в докембрии платобазальтового эндогенного режима, проявляю-

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН, 185910 Россия, Республика Карелия, Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11; sv@krc.karelia.ru

щегося в условиях мелководного осадконакопления и разработать модель автоволнового геодинамического поля [1, 3].

Наиболее ранний позднеархейский седиментационный бассейн закладывался на границе сводового воздымания (Беломорский геоблок) и устойчивого прогибания (Карельский геоблок). Этому предшествовало дробление протокоры охватившее территорию Беломорского и Карельского геоблоков в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, Свидетельством тому служит глубокое проникновение позднеархейских вулканитов восточной части Карельского геоблока в межблоковые зоны Беломорского геоблока. Рельеф дна бассейна зоны сочленения представлял собой чередование поднятий и опусканий. Далее территория Карельского геоблока испытывала устойчивое опускание, а территория Беломорского геоблока – поднятие. В результате был сформирован обширный мелководный бассейн, где до начала лопийского вулканизма отложились значительные мощности терригенных пород. Блоково-купольная структура зоны сочленения Карельского и Беломорского геоблоков отражает условия тектонической нестабильности. Литологические особенности терригенных пород свидетельствуют об их формировании в условиях циклического трансгрессивно-регрессивного осадконакопления при общем компенсированном прогибании дна мелководного бассейна. С периодами терригенного осадконакопления чередовались импульсы платобазальтовых излияний, длительность которых составляла 5–6 млн лет, а иногда 1 млн лет [4].

В постархейское время восточная часть Фенноскандинавского щита испытывала изостатическое воздымание с формированием обширного протоскандинавского свода. При этом установился режим глубокого континентального выветривания и пенепленизации, продолжавшийся с небольшими перерывами вплоть до начала ятулийского осадконакопления.

В начале ятулия на Карельском геоблоке произошло заложение седиментационного бассейна, граничащего на СВ с воздымающимся Беломорским геоблоком, служившим источником сноса терригенного материала. Циклическое осадконакопление прерывалось излияниями платобазальов, и в позднем ятулии сформировалось сводовое поднятие в центральной части Карельского геоблока. В результате прогибания Ю и ЮЗ частей Фенноскандии образовался единый мелководный бассейн. С начала рифея в условиях воздымания эписвекокарельского кратона седиментационный бассейн размещался в зоне южного крыла радиальной флексуры Полканова. В целом, цикличе-

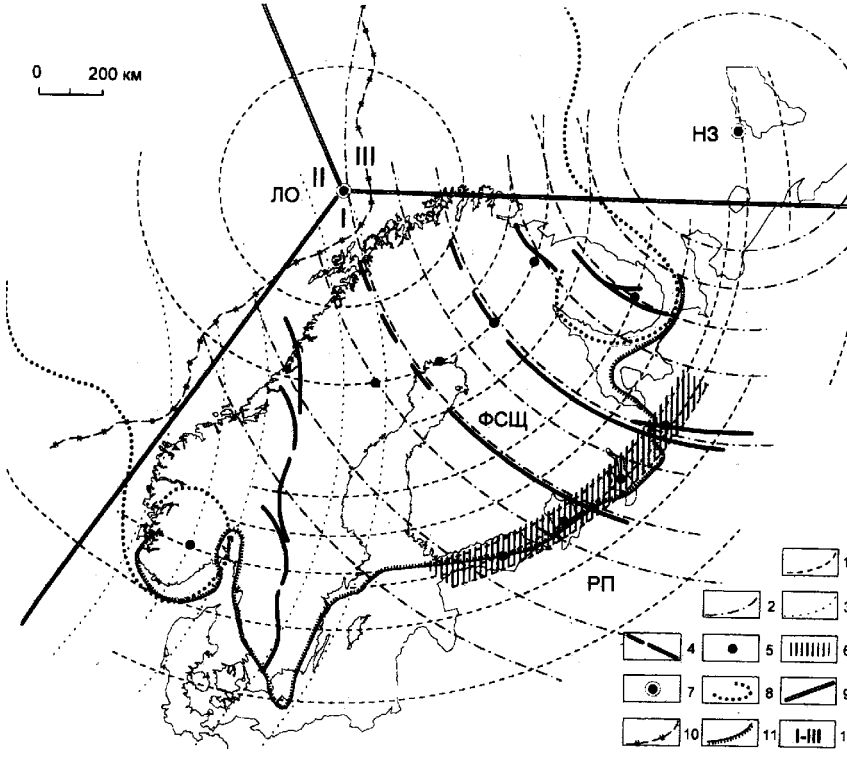


Рис. 1. Реконструированное автоволновое геодинамическое поле напряженного состояния литосферы Фенноскандинавского щита и размещение главных элементов тектонического каркаса: региональных геофлексур и некоторых центров эндогенной магматической активности в деструктивной части юго-восточного сектора ФСЩ.

1 – автоволновое поле Лофотенского первичного центра возбуждения; *2* – автоволновое поле Новоземельского первичного центра возбуждения; *3* – автоволновое поле Роккольского первичного центра возбуждения; *4* – главные геофлексурные (шовные) зоны ФСЩ; *5* – некоторые центры вторичного возбуждения; *6* – выделенная ось краевой региональной геофлексуры Полканова и связанные с нею вулканотектонические структуры и центры эндогенной магматической активности; *7* – центры первичных возбуждений: ЛЩ – Лофотенский, НЗ – Новоземельский; *8* – краевые зоны обрамления ФСЩ с аномальными вертикальными относительными движениями (максимум амплитуд разности глубин погружения для окраинных морей (желобов) и отметками относительных поднятий на кристаллическом фундаменте щита); *9* – границы сектора пра-Фенноскадинавского свода, соответствующие современной части структуры ФСЩ; 10 – краевая часть континентального склона; 11 – граница фанерозойского чехла ФСЩ. Эффективные радиусы: 400, 550, 650, 850, 1050, 1150, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 1950; 12 – секторы пра-Фенноскандинавского свода: 1 – Фенноскандинавский, II – Норвежский, III – Баренцевоморский

ский характер терригенного и вулканогенного литогенеза является основой палеогеографических построений бассейнового осадконакопления. Как правило, фазам платобазальтового вулканизма предшествовали периоды высокого стояния прилегающих континентальных областей с пенепленизацией и формированием кор выветривания.

Для начальных стадий проявления вулканизма в условиях докембрия постоянным является предшествующая ему регрессия и усиление сноса грубообломочного материала вплоть до отложения турбедитовых временных потоков. С проявлением мантийного вулканизма связано поднятие земной коры, а иногда и мантии. Площадям вулкано-тектонических поднятий характерно наличие размывов пород, несогласие в циклических сериях, глубокие эрозионные врезы, появление пролювиально-аллювиальных отложений с тонкими слоями пирокластических–кристалловитрокластических туфов и туффитов.

Докембрийским седиментационным бассейнам характерен аренитовый тип осадконакопления, интенсивность которого нарастает от архея к позднему протерозою, в то время как интенсивность платобазальтового вулканизма от архея к позднему протерозою снижается.

Динамика миграций седиментационных бассейнов и трансформаций ареалов активного вулкано-плутонизма, на основании проведенных палеогеографических и палеовулканологических реконструкций, свидетельствует о значительных крупноволновых колебательных движениях кристаллического фундамента с тенденцией к общему сводовому воздыманию Северной Карелии и Кольского полуострова. С позиций нелинейной геодинамики гипоцентры сводов рассматриваются как мантийные «точечные» генераторы возбуждений [1], формирующие автономные волновые геодинамические поля.

Главным результатом проведенного совместного изучения осадконакопления и вулканизма является вывод, что Фенноскандинавский щит в настоящее время представляет собой лишь часть более крупного свода и является его юго-восточным сектором (рис. 1), составляющим одну треть первоначального Западно-Арктического (Лофотенского) свода. Главной причиной формирования Лофотенского свода по-видимому служит тенденция Фенноскандинавского щита к мегасводовому воздыманию в режиме сводовых глыбово-волновых знакопеременных движений.

Литература

1. *Светов А.П.* Энергоструктура Фенноскандинавского щита. Волновые поля и ареалы докембрийского вулканизма // Новые идеи в науках о Земле. Тезисы докладов. М., 1997. Т. 1. С. 125-126.
2. *Светов А.П.* Платобазальтовый эндогенный режим Фенноскандии и проблемы магматической геотектоники докембрия // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. Тезисы докладов. С. 118-122.
3. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 199 с.
4. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
5. *Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др.* Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970. 365 с.

Л.А. Сим[1], Д.В. Жиров[2], А.В. Маринин[1]

Разновозрастные стресс-состояния восточной части Балтийского щита

Кольский регион расположен в пределах северо-восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) докембрийского щита. Его главные структурно-вещественные комплексы и блоковая структура сформировались преимущественно в период неоархея – раннего протерозоя [1]. В последующие геологические эпохи район неоднократно подвергался интенсивным разнонаправленным дифференцированным тектоническим движениям. В связи с важностью геополитического положения Кольского региона, развитием инфраструктуры транзитных трубопроводов, энергетики и горной промышленности исследования полей напряжений по геолого-кинематическим индикаторам приобретают большое значение.

Первые исследования тектонических напряжений по геологическим индикаторам в пределах восточной части Балтийского щита

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; sim@ifz.ru; marinin@yandex.ru
[2] Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия; zhirov@geoksc.apatity.ru

проводились в 70–80-е годы прошлого столетия в основном геологами МГУ (Бабак В.И., Сим Л.А., Николаев П.Н. и др.). В 1991 году было проведено обобщение геологических данных по новейшему напряженному состоянию восточной части Балтийского щита [8]. Позже было показано, что тектонические напряжения региона характеризуются сдвиговым геологическим типом с субгоризонтальными осями сжатия (запад-северо-западной ориентации) и растяжения (субмеридиональной ориентации), что хорошо коррелируется с данными инструментальных измерений современных напряжений и с данными по механизмам очагов землетрясений вдоль северо-западного побережья Фенноскандии [9]. В 2008 году авторами были возобновлены полевые тектонофизические исследования региона на новом уровне развития методологии и информационных технологий. Изученность и результаты исследований тектонических напряжений восточной части Балтийского щита по геологическим индикаторам показаны на рис. 1.

Для реконструкции локальных стресс-состояний использовались метод выделения сопряженных сколовых систем трещин [2], метод поясного распределения трещиноватости в зонах разломов [4], а в качестве основного – кинематический метод [3], использующий всю совокупность касательных напряжений, действующих на различно ориентированных площадках в однородно-напряженных участках деформируемой среды. По данным о локальных стресс-состояниях методом нахождения общих полей напряжений восстанавливаются главные нормальные напряжения более низкого масштабного уровня (условно «региональные») [9]. Основные исследования были осуществлены в пределах Ковдорского и Хибинского палеозойских щелочно-ультраосновных массивов и отражают специфику тектонических деформаций и полей напряжений временного интервала «360 млн лет и моложе».

На руднике «Железный» (Ковдорский массив) установлено пространственное наложение и совмещение разрывных элементов двух различных этапов образования (центриклинальных трещин прототектонического генезиса и разрывных нарушений более поздней тектонической активизации), а также многочисленные инверсии и изменения характера кинематики относительных смещений. В результате анализа локальных стресс-состояний, определенных в разных точках карьера мы предполагаем наличие двух «региональных» полей напряжений. Первое действовавшее здесь поле палеонапряжений – взбросовое с ЗСЗ ориентацией субгоризонтальной оси сжатия и кру-

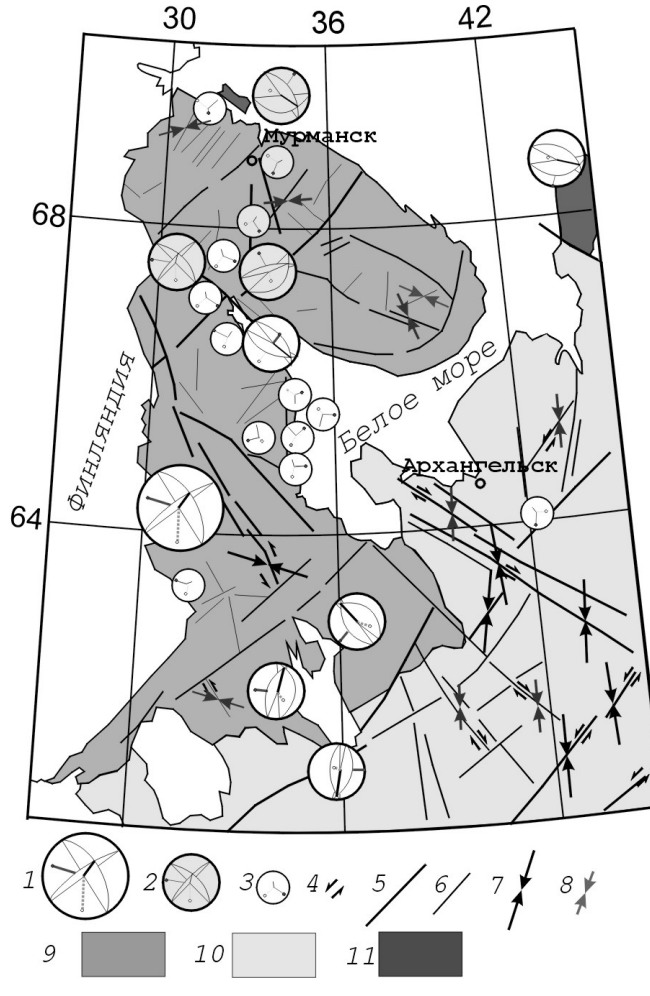


Рис. 1. Схема изученности тектонических напряжений Восточной части Балтийского щита по геологическим индикаторам (по Л.А. Сим, 2000 с изменениями)

1–3 – стереограммы неотектонических напряжений, реконструированных кинематическим методом: 1 – I, 2 – II, 3 – III рангов; показаны плоскости действия максимальных касательных напряжений и оси: серым цветом с залитым кружком – максимальные, пунктиром с полым кружком – минимальные, черным цветом – промежуточные главные нормальные напряжения. Стереограммы с серой заливкой – реконструкции 2009–2010 гг. (сетка Вульфа, верхняя полусфера); 4 – сдвиги; 5–6 – разломы: 5 – I ранга, 6 – II ранга; 7–8 – оси максимальных сжимающих напряжений в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим методом: 7 – I ранга, 8 – II ранга; 9–11 – геологические структуры: 9 – Фенноскандинавский (Балтийский) щит, 10 – Русская плита, 11 – байкалиды Тимана

той осью растяжения. Второе поле сдвигового геологического типа характеризуется осью сжатия, сохранившей свою ЗСЗ ориентировку, и переиндексацией осей растяжения и промежуточной, при которой ось растяжения стала субмеридиональной и пологой. Возраст 2-го поля напряжений принимается более молодым по следам двух перемещений на отдельных плоскостях, из которых более молодые – сдвиговые. Анализ плотности всех измеренных 273 плоскостей с бороздами скольжения показал, что главные максимумы плотностей этих плоскостей расходятся от оси сжатия и растяжения молодого поля симметрично, при этом к максимумам приурочены плоскости действия максимальных касательных напряжений. Так как борозды скольжения обычно отражают следы наиболее молодых перемещений, такая согласованность их с тензором молодого поля напряжений подтверждает справедливость определения возрастных взаимоотношений двух «региональных» полей. На основе изучения тектонических напряжений выделено четыре основных этапа деформирования изученной части Ковдорского массива (рис. 2).

В пределах Хибинского массива на трех рудниках восстановлено 14 локальных стресс-состояний, позволивших реконструировать «региональное» поле напряжений Хибинского массива по типу взбросового с пологой ССЗ ориентировкой оси сжатия. Однако на руднике «Центральный» переиндексация локальных осей сжатия и растяжения в разных крыльях разлома свидетельствует о его активности и флуктуациях положения главных осей на неотектоническом этапе.

Проведенные на рудниках Кольского п-ова тектонофизические исследования дают возможность сделать несколько выводов, свидетельствующих о сложном характере эволюции полей напряжений в различных блоках земной коры Кольского региона. На Хибинском и Ковдорском массивах установлены «региональные» субгоризонтальные оси сжатия. При этом деформирование двух исследованных массивов на новейшем и современном этапах происходит по-разному: Ковдорский массив деформируется в сдвиговом поле напряжений с субгоризонтальной ЗСЗ ориентацией оси сжатия, не противоречащей влиянию рифтогенеза в Северной Атлантике, а Хибинский массив, имеющий форму лополита, независимо от генезиса горизонтального сжатия, выдавливается наверх [10]. Таким образом, реконструкции локальных стресс-состояний позволяют говорить о главенстве тектонических факторов и автономности полей напряжений определённых геологических структур, например, таких как массивы центрального типа. Расчеты Ю.Л. Ребецкого величин остаточных гравитационных

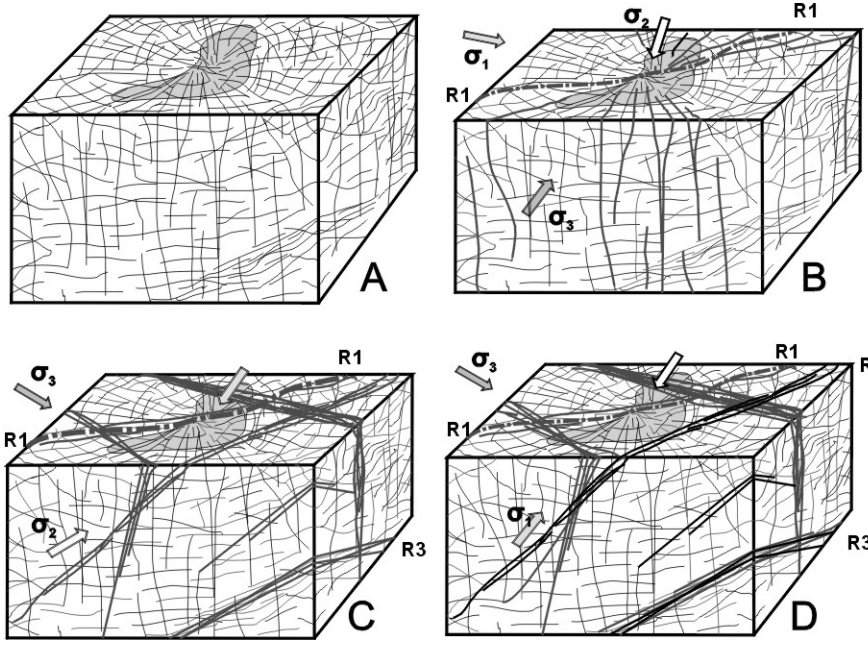


Рис. 2. Этапы хрупко-пластического деформирования интрузии с апатит-магнетитовым месторождением (Ковдорский массив), по [Жиров и др., 2010]

A – этап формирования прототектонических трещин; B – этап образования разлома R1, первых систем тектонических трещин, внедрение даек поздних карбонатитов; C – первый постмагматический этап, соответствующий установленному тектонофизическими методами 1-му полю напряжений; D – неотектонический этап, соответствует 2-му сдвиговому полю напряжений

горизонтальных напряжений в Хибинском массиве с использованием результатов полевых тектонофизических исследований, приведенных в данной работе, показали, что они хорошо коррелируются с данными инструментальных измерений напряжений в этом массиве, и что роль дальнодействующих источников горизонтальных напряжений практически исключена [6, 7]. Выбранный подход изучения структур и полей напряжений различных геологических объектов, отражающих различные срезы времени их образования, позволяют проследить однородность/неоднородность и иерархию полей напряжений не только в пространстве, но и определить тенденции их изменчивости в геологическом времени.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Горного института Кольского НЦ РАН, проф. А.А. Козыреву и доценту В.В. Рыбину за

помощь в организации полевых работ, а также зав. лаб. тектонофизики ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецкому за обсуждение работы и конструктивные замечания. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 09-05-12064 офи_м, 09-05-00687а, 09-05-1213а, 09-05-01022а.

Литература

1. Геология рудных районов Мурманской области / Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 375 с.

3. *Гущенко О.И.* Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, №2. С. 331-334.

4. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. Политехн. Ин-т, 1961. 47 с.

5. *Жиров Д.В., Сим Л.А.* Мультикинематические дизъюнктивы как регуляторы транспозициональных полей напряжений на примере массива пород Ковдорского апатит-магнетитового месторождения // Триггерные эффекты в геосистемах. Тез. докл. семинара-сов. (Москва, июнь 2010). М.: ИДГ РАН, 2010. С. 31-32.

6. *Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 538-542.

7. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А. Козырев А.А., Рыбин В.В. Жиров Д.В.* Первые оценки величин напряжений по геологическим данным // Современное состояние наук о Земле. М-лы междунар. конф., посв. памяти В.Е. Хаина. М.: 1-4 февраля 2011 г. Изд-во геол. ф-т МГУ. С. 1553-1554.

8. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разведка. 1991, № 10. С. 3-22.

9. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326-350.

10. *Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В.* Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, №3. С. 219-243.

Л.А. Сим[1]

О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенноскандинавского щита в мезокайнозое

Значительную роль в осадконакоплении в бассейнах Баренцева, Норвежского и Северного морей в мезозое–кайнозое играли процессы размыва Фенноскандинавского щита, а также материал, поступавший в моря при извержении вулканов на обрамляющих территориях. Так как от оценки величины размытой части Фенноскандинавского щита зависит понимание истории геологического развития территории, решение практических задач, связанных с прогнозом глубин залегания рудных тел, с поисками россыпных месторождений и др., то предпринята оценка величины эрозионного сноса путем анализа мощностей осадков в бассейнах, обрамляющих щит. Подобный анализ может дать лишь приближенную оценку сноса, но процессы дегляциации территории Фенноскандии оставили на ее территории весьма малые останцы доледниковых отложений, что лишает возможности более детального расчета величины размыва щита.

Исходным материалом для оценки эрозионного размыва щита послужил атлас литолого-палеогеографических карт мира, в котором представлены карты континентов и океанов по всем эпохам мезозоя и кайнозоя [Ронов и др., 1989]. Для подсчета величины снесенного материала за определенную эпоху суммировалась максимальная мощность осадков соответствующего возраста в перечисленных бассейнах. При этом принято, что порядок площадей осадконакопления и сноса соизмерим, а максимальная суммарная мощность осадков определенного возраста соответствует мощности максимального сноса. При анализе карт отдельных эпох учитывалась возможность сноса осадков с севера (с современных о-вов Шпицберген и др.), с запада (Британский п-ов), с юга – с Богемского массива и др. участков суши, поэтому, в зависимости от положений участков суши в разные эпохи вносилась корректировка и бралась лишь 1/2 мощности осадков (см. таблицу).

В таблице приведены данные по учету двух источников сноса при анализе мощностей мезо-кайнозойских осадочных отложений в Норвежском и Северном морях. При оценке величины эрозии не учтены

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), Москва, Россия; sim@ifz.ru

Таблица. Усредненные мощности осадков, накопленных в обрамлении Фенноскандии за мезозойскую и кайнозойскую эры

Эпоха	Мощность в м			
	Баренцево	Норвежское	Северное	Сумма
T_1	500	560	500:2=250	1310
T_2	1000	-	250:2=125	1125
T_3	1000	2000:2=1000	250:2=125	2125
T_1-T_3				**4560**
J_1	250	250:2=125	250:2=125	500
J_2	100	100:2=50	100:2=50	200
J_3	500	800:2=400	100:2=50	950
J_1-J_3				**1650**
K_1	750	500:2=250	500:2=250	1250
K_2	100	500	1000:2=500	1100
K_1 - K_2				**2350**
Pg_1	480	500:2=250	100:2=50	780
Pg_2	100	500:2=250	250:2=125	475
Pg_3	100	300	250:2=125	525
Pg_1 - Pg_3				**1780**
N_1	-	250:2=125	100:2=50	175
N_2	7	500	6	513
N_1 - N_2				**688**
Суммарные мощности осадконакопления	**4887**	**4310**	**1831**	**11928**

Суммарная мощность размыва Фенноскандии 11928 м

мощности вулканогенных пород, поступивших в акватории за четыре этапа позднемезозойско-кайнозойского магматизма [Кораго и др., 2010], а также неизвестная величина размыва триасовых отложений в Баренцевом море, на которые с перерывом в осадконакоплении ложатся породы средней и верхней юры [Атлас…, 2004]. Допускается, что эти не принятые во внимание мощности примерно соизмеримы с мощностями мезозойско-кайнозойских осадков Русской плиты, не учтенные в расчете из-за отсутствия данных. Не исследованы также мощности четвертичных осадков как из-за специфики осадконакопления в эту эпоху, сопровождавшуюся оледенениями, так и из-за отсутствия данных.

Результаты произведенных расчетов показали, что порядок величины размыва Фенноскандии за мезозой–кайнозой может достигать 12 км. Производившиеся ранее подсчеты величины эрозионного размыва щита противоречивы по объективным причинам из-за плохой сохранности фанерозойских пород и колеблются от 15 км до 3.7 км.

При этом наиболее полные данные об этих сохранившихся отложениях на территории Фенноскандии представлены в работе Л.А. Кириченко [1970], составившем схему останцов палеозойских пород на Балтийском щите и показавшим участки с породами, возраст которых меняется в разных местах от кембрия до перми. Детально исследованные им породы контозерской осадочно-вулканогенной серии позднедевонского(?)–каменноугольного возраста имеют мощность только карбона 800 м (при неизвестных размерах размытой части), который сохранился в кальдере обрушения. Данные об останцах палеозойских пород не противоречат возможности накопления значимых мощностей палеозойских пород на щите, которые были снесены на различных этапах геологического развития структуры. Так, по А.В. Сидоренко «...предварительные подсчеты глубин, на которых могли формироваться интрузии магматических пород и толщи наиболее молодых метаморфических сланцев докембрия, ныне выходящих на дневную поверхность, показывают, что с Кольского п-ова были эродированы толщи пород мощностью до 10–15 км» [Сидоренко, 1960]; близкие к ним величины известны по данным Л.В. Арзамасцева и др., которые считают, что мощность смытых пород в южной части Кольского п-ова может достигать 8–11 км [Арзамасцев и др., 1998].

Приведенные данные предшественников не противоречат полученным автором статьи результатам о возможных размерах осадконакопления в окружающих Фенноскандинавский щит морях и величине размыва его за мезозой–кайнозой.

Сопоставление мощностей осадконакопления за мезо-кайнозой в морях, обрамляющих Фенноскандию, показывает, что наибольшие мощности характерны для Баренцева моря –4887 м, в Норвежском море оно составляет 4310 м, а минимальные мощности накопились в Северном море – 1831 м. Максимальные мощности осадков, накопившиеся в Баренцевом и Норвежском морях в позднем триасе, связаны с эпохой глобального высокого стояния материков после завершения герцинского орогенеза, сопровождавшегося интенсивным размывом континентальных площадей. Вся Фенноскандия являлась в позднем триасе высокой сушей с соответствующим значительным размывом.

Полученные минимальные мощности осадков в Северном море связаны с тем, что оно на всем протяжении исследуемого интервала времени было практически внутренним морем, окруженным сушей и крупными островами (в отличие от Баренцева и Норвежского морей, непосредственно раскрывавшихся в океаны).

На протяжении практически всего кайнозоя Баренцево море представляло низкую сушу без осадконакопления (см. таблицу), а площадь Северного моря сократилась почти до современных размеров. В целом уменьшение суммарных площадей континентальных морей, начавшееся в позднемеловую эпоху, является глобальным процессом [Деч, Кноринг, 1985]. Оно синхронно в обсуждающемся районе с формированием Атлантического океана. С раскрытием Северного Ледовитого океана около 40 млн лет назад связано, по всей видимости, затопление территории Баренцева моря. Таким образом, осадконакопление в акваториях, обрамляющих Фенноскандинавию в мезозое–кайнозое, обусловлено глобальными процессами.

Литература

1. *Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 211-221.

2. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: Научный мир, 2004. Лист 1-1, 1-2.

3. *Деч В.Н., Кноринг Л.Д.* Методы мзучения периодических явлений в геологии. Л.: Недра, 1985. 255 с.

4. *Кириченко Л.А.* Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, 1970. 112 с.

5. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Евдокимов А.Н.* Общий тренд эволюции посторогенного позднемезозойского существенно мафического магматизма в Арктике // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М-лы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 368-372.

6. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов / Отв. ред. В.Л. Барсуков, Н.П. Лаверов. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 79 с.

7. *Сидоренко А.В.* Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского п-ова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского п-ова. Т. 1. Апатиты: Кольский ФАН СССР, 1960. С. 5-31.

А.В. Скобленко, А.А. Третьяков[1]

Особенности состава, строения и происхождения гранатовых ультрабазитов анрахайского метаморфического комплекса (Южный Казахстан)

В пределах западной части Казахстана и на Северном Тянь-Шане области распространения раннепалеозойских комплексов ограничены узкими структурно-формационными зонами, обрамляющими крупные докембрийские сиалические массивы.

Как мафические, так и сиалические образования, участвующие в строении данных зон, подвержены метаморфическим преобразованиям, соответствующим в ряде случаев условиям эклогитовой фации. Это указывает на проявление мощных коллизионных процессов, в которые вовлекались как комплексы океанической, так и континентальной коры.

Метаморфические образования в Южном Казахстане традиционно выделялись в пределах Чу-Илийских гор [1] и приурочены к Джалаир-Найманской зоне, где они тектонически сочетаются с кембрийскими офиолитами и с несогласием перекрываются кембрийско-ордовикскими островодужными и флишевыми комплексами. Метаморфиты образуют линейный пояс между Чуйско-Кендыктасским и Актау-Джунгарским докембрийскими массивами. Метаморфические толщи этого пояса, формирующие вытянутую в северо-западном направлении (на 100 км) узкую тектоническую зону, объединены в анрахайский комплекс [2], в пределах которого развиты и высокобарические образования (кояндинская серия) [3] раннеордовикского возраста [6].

С юга и юго-запада породы комплекса надвинуты на позднедокембрийские образования узунбулакской серии [8, 3], представленные гнейсо-гранитами, среди которых присутствуют выходы амфиболитов и гранатовых амфиболитов. С северо-востока на метаморфические образования комплекса надвинуты серпентиниты, габброиды и пироксениты, являющиеся фрагментами раннепалеозойского офиолитового комплекса [5].

Анрахайский комплекс имеет сложное внутреннее строение, обусловленное широким распространением тел метабазитого и метагипербазитового состава, вмещающими породами для которых являют-

[1] Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7; skoblenkoa@mail.ru; and8486@yandex.ru

ся мусковитовые сланцы, сохраняющие реликты Grt + Bt + Pl_{20} – ассоциации биотитовых парагнейсов прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации [7], а в некоторых случаях и позднедокембрийские гнейсо-граниты узунбулакской серии [3].

Заключенные в биотитовых парагнейсах тектонические линзы на основании структурного положения и минерального состава могут быть разделены на два типа.

Первый тип линз развит в пределах юго-западной части комплекса, вдоль его контакта с гнейсо-гранитами, где преобладающими породами являются гранатовые (Grt (25 %); Pl_{30-40} (25 %); Qtz (20 %); Hbl (30 %)) и безгранатовые (**Pl_{30}** (30 %); Qtz (20 %); Hbl (50 %)) разности амфиболитов, образующие как обособленные тела, так и встречающиеся в пределах одной линзы в виде частого чередования.

Реже встречаются метаморфизованные гипербазиты, представленные талькитами, тальк-антигоритовыми, тальк-тремолитовыми и антофиллитовыми разностями.

Данные минеральные парагенезисы и индекс-минералы прогрессивной стадии метаморфизма (Grt + Hbl + Pl в амфиболитах, Tlc + Tr + Ath в метагипербазитах) указывают на условия амфиболитовой фации [7].

Метаморфические преобразования в линзах первого типа и во вмещающих сланцах, очевидно, связаны с единым метаморфическим этапом, достигающим на прогрессивной стадии амфиболитовой фации. Различия в минеральном составе метаморфических пород отражают первоначальные различия в составах их протолитов.

Тектонические линзы второго типа развиты в северо-восточной части комплекса и приурочены к ядрам синформ субширотного простирания, крылья которых сложены биотитовыми парагнейсами.

Линзы второго типа сложены эклогитами и эклогитоподобными породами. Данные породы образуют как самостоятельные, обособленные тела, так и линзы с полосчатым строением, обусловленным ритмичным чередованием этих разностей.

К собственно эклогитам относятся породы с порфиробластовой структурой, в которых устойчивой минеральной ассоциацией прогрессивной стадии является Grt (Alm_{63})**,** Cpx(Jd_{40}), Qtz, Rt, слагающий 35–40 % породы. По химическому составу (SiO_2 = 43–45 мас.%; $\sum Na_2O + K_2O$ = 1–2 мас. %) эклогиты принадлежат ультраосновным породам (MgO = 7,8–10,3 мас. %; FeO = 7,7–9 мас. %) и соответствуют пикробазальтам. Характерно повышенное содержание в породах TiO_2 = 1,9–2,8 мас. %.

К эклогитоподобным породам, ритмично чередующимся с эклогитами, относятся разности с порфиробластовой структурой и директивной текстурой, в которой устойчивой минеральной ассоциацией прогрессивного метаморфизма является Grt (Py_{22}, Alm_{48}), Cpx(Di_{85}), Opx(бронзит), не содержащей кварца. По химическому составу эклогитоподобные породы также относятся к группе ультраосновных пород, но отличаются от эклогитов более низкой кремнекислотностью (SiO_2 = 41–43 мас.%) и щелочностью ($\sum Na_2O + K_2O$ = 0,6–1,7 мас. %) и соответствуют пикритам.

Петрохимические особенности перечисленных двух разностей позволяют относить их к группе ультраосновных эклогитов типа B, согласно классификации Coleman [9].

Особенности минерального и химического состава эклогитоподобных пород позволяют классифицировать их как гранатовые пироксениты, согласно G. Medaris [11].

На фоне перечисленных отличий в минеральном и химическом составе эклогиты и гранатовые пироксениты имеют ряд особенностей, предполагающих генетическую связь как между ними, так и между их протолитами.

Тесная структурная связь эклогитов и гранатовых пироксенитов, выраженная в их ритмичном чередовании, дает основание предполагать совместные метаморфические преобразования данных пород при одинаковых *P–T*-условиях.

Для определения *P–T*-параметров прогрессивной стадии метаморфизма в эклогитах использовался Fe-Mg гранат-клинопироксеновый геотермометр [12] в комбинации с геобарометром [10], основанным на анализе содержания жадеитового минала (X_{Jd}) в моноклинном пироксене. Полученные *P–T*-условия (T°C = 830–840; P = 18 кбар) соответствуют фации эклогитов [7].

Расчет параметров прогрессивной стадии метаморфизма в гранатовых пироксенитах производился только в отношении температуры с использованием Cpx-Opx геотермометра [4]. Полученные данные: T°C = 810–830. Давление принимается равным 18 кбар, согласно установленному в эклогитах.

Результаты геотермобарометрических исследований указывают на близкие *P–T*-условия формирования эклогитов и гранатовых пироксенитов, отвечающих эклогитовой фации.

Исходя из этого, различия в минеральном и химическом составе пород должны отражать принципиальные различия в составах их дометаморфических протолитов, что наглядно отражается при изуче-

нии химической зональности порфиробластов граната в породах и содержащихся в них реликтовых микровключений.

Установленная на примере эклогитов химическая неоднородность граната, выраженная, с одной стороны, в увеличении пиропового, гроссулярового компонентов от ядра к периферии, а с другой – в уменьшении андрадитового и спессартинового миналов в этом же направлении, является примером нормальной ростовой зональности граната [13]. Исходя из этого, минеральные включения, зонально распределенные в зернах граната эклогитов (Fe^{3+}-Mn центральная часть – включения Pl_{50} + Ep + Act-Tr; Fe^{2+}-Ca промежуточная зона – включения Hbl + Czo; Ca-Mg периферийная зона – включения Rt + Qtz ± Cpx), являются реликтами прогрессивных стадий минеральных ассоциаций; их участием в химических реакциях должен был определяться рост граната.

Так, конноды, соединяющие на треугольнике ACFm составы минералов эклогитовой ассоциации (Cpx и Ca-Mg зона граната) пересекают конноду, соединяющую включения клиноцоизита (Czo) и роговой обманки (Hbl), развитых в Fe^{2+}-Ca промежуточной зоне граната (ассоциация соответствует гранатовому амфиболиту). Данные взаимоотношения могут быть представлены в виде сбалансированной по зарядам щелочной реакции дегидратации, идущей с нейтральным объемным эффектом ($\Delta V \approx 0$ см^3/моль):

$1{,}67Fe^{3+} + 2{,}34Na + 2{,}34H_4SiO_4 + 0{,}75Czo + 1{,}33Hbl \rightarrow 0{,}66Grt + 6Cpx + 0{,}17Ca + 1{,}67Mg + 1{,}92AlO_2 + 5{,}2H_2O + 2{,}36H^+$;

Таким образом, протолитом для эклогитов являлись гранатовые амфиболиты и данная прогрессивная реакция характеризует переход от эпидот-амфиболитовой к эклогитовой стадии.

Судя по пересечению коннод, соединяющих роговую обманку и клиноцоизит в промежуточной Fe^{2+}-Ca зоне граната, с коннодами, соединяющими включения центральной Fe^{3+}-Mn зоны (Pl_{50}, Ep, Act-Tr), формирование гранатового амфиболита может быть охарактеризовано в виде сбалансированных по зарядам слабощелочных реакций. Реакции идут с отрицательным объемным эффектом, то есть на фоне повышения литостатического давления:

1) $0{,}12Mg + 0{,}63Fe^{2+} + 4Pl_{50} + 0{,}75Act\text{-}trem + 12H_2O + 0{,}5H^+ \rightarrow Hbl + Grt + 1{,}5Na + 1AlO^{2-} + 6H_4SiO_4$; ($\Delta V \approx$ -207 см^3/моль);

2) $0{,}66Ca + 0{,}5Fe^{3+} + 0{,}5Mn + 2Pl_{50} + Ep + 4{,}05H_2O \rightarrow 0{,}83Clz + Grt + 2{,}5H_3SiO_4 + 0{,}5Al + 1Na + 0{,}74H^+$; ($\Delta V \approx$ -99 см^3/моль).

Реакции характеризуют переход от фации зеленых сланцев к фации эпидотовых амфиболитов.

Присутствие в ядерной части порфиробластов граната микровключений основного плагиоклаза, являющихся реликтами ранней прогрессивной ассоциации фации зеленых сланцев, отражает его высокое содержание в дометаморфическом протолите, представленном интрузивной породой основного состава – габбро.

В отличие от эклогитов в гранатовых пироксенитах порфиробласты граната содержат иные реликтовые минеральные включения, представленные Opx и Cpx.

Это позволяет предполагать в качестве протолита двупироксеновую бесплагиоклазовую магматическую породу ультраосновного состава – вебстерит. Образование гранатовых пироксенитов можно продемонстрировать в виде сбалансированной по зарядам кислотной реакции:

$18{,}4H^+ + 15{,}2H_2O + 6{,}6Cpx + Opx \rightarrow Grt + 2{,}31Ca + 0{,}99Na + 3{,}4Mg + 3{,}4Fe + 4H_4SiO_4$

($\Delta V \approx -350$ см^3/моль)

Данная реакция сопровождается отрицательным объемным эффектом, то есть происходит на фоне повышения литостатического давления и является прогрессивной.

Исходя из этого, протолитом для эклогитов и гранатовых пироксенитов являлись разные породы, а чередование их метаморфических производных отражает исходное чередование габброидов и пироксенитов (вебстеритов).

Петро-геохимические особенности пород (FeO = 7,7–9 мас. %; TiO_2 = 1,9–2,8 мас. %; (La/Yb)n = 1,65–12,05)) наиболее типичны для базальтов типа OIB и континентальных базальтов, чьи родоначальные расплавы были образованы при плавлении обогащенного источника. Ритмичное чередование габброидов и пироксенитов обогащенного типа является характерным для расслоенных интрузивов, сформированных во внутриплитной обстановке.

Сопоставление метаморфических преобразований в эклогитах, гранатовых пироксенитах и вмещающих их парагнейсах показывает, что они происходили в условиях, отвечающих разным фациям прогрессивного метаморфизма.

Это позволяет предполагать, что в структуре анрахайского метаморфического комплекса тектонически сочетаются (совмещены) две серии метаморфических пород: амфиболит-гнейсовая, сформированная в условиях умеренных давлений (P = 4–6 кбар), и эклогит-пироксенитовая, сформированная в условиях высоких давлений (P = 18 кбар).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00933, 011-05-00924), гранта Президента РФ (МК-187.2011.5).

Литература

1. *Абдулин А.А., Волков В.М., Щерба Г.Н. и др.* Чу-Илийский рудный пояс. Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. С. 15–40.

2. *Ефимов И.А., Боровинская Л.Г., Найденов Б.М.* Эклогиты Южного Казахстана и их радиологический возраст // Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата, 1983. С. 81–115.

3. *Козаков И.К.* Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. С. 40.

4. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973.

5. *Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др.* Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Жалаир-Найманской зоны Казахстана // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 214-219.

6. *Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Крёнер А., Алексеев А.В*. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сутуре Чу-Илийских гор (Южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009.

7. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев Н.В., Хлестов В.В. и др.* Фации метаморфизма / Под ред. В.С. Соболева. М.: Недра, 1970. С. 433.

8. *Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y.* Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2010. P. 1-16.

9. *Coleman R.G., Lee D.E. et al.* Eclogites and eclogites: Their differences and similarities // Geol. Soc. Amer. bull. May 1965. V. 76, N 5. P. 483-508.

10. *Gasparik T.* Experimentally determined compositions of diolside-jadeite pyroxene in equilibrium with albite and quartz at 1200-1350°C and 15-34 kbar. Geochimica and Cosmochimica Acta. V. 49. P. 865-870.

11. *Medaris G., Jr., Jelinek E., Misar Z.* Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif // Eur. J. mineral. 1995. V. 7. P.7-28.

12. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. metamorphic Geol. 1985.

13. *Spear Frank S.* «Metamorphic phase equilibria and pressure-temperatute-time paths». Monograph. Mineralogical society of America. 1993. P. 799.

В.В. Славинский[1]

Динамическая поддержка литосферы нижнемантийным потоком

Под литосферу активной окраины континента погружаются охладившиеся в океанической обстановке океанические литосфера и вся астеносфера, а под литосферу пассивной окраины – только верхний слой океанической астеносферы, обгоняющий перемещаемую астеносферным потоком океаническую литосферу на пути от срединно-океанического хребта до континента. Например, поток холодной океанической астеносферы со стороны Атлантического океана наблюдается на сейсмотомограммах под литосферой окраин африканских архейских кратонов (Западно-Африканского, Конго и Каапваальского) до глубин ~800 км [1] и ~600 км [2], ~1000 км [1] по повышенным скоростям соответственно *P*- и *S*-волн. Этот холодный поток увеличивает расстояние между сейсмическими границами 410 и 660 км под окраинами Каапваальского кратона на 20 км относительно расстояния под его центральной частью (район Кимберли) с самой толстой литосферой [3].

Нисходящий поток холодного океанического литосферного и астеносферного материала задерживается у сейсмической границы 660 км в связи с эндотермическим характером распада рингвудита и благодаря большей вязкости мантии над этой границей [4]. Поэтому глубже границы 660 км нисходящий поток становится дискретным: в нём появляются „окна“ для восходящего нижнемантийного потока.

Погружение охладившегося и потому плотного океанического материала под толстую литосферу окраин архейских кратонов приводит к динамическому опусканию их поверхности относительно положения, рассчитанного из условия изостазии коры (и литосферной мантии [5]), на 1–2 км [6], ~1.5 км [5]. Исключение составляют Танзанийский и особенно Каапваальский кратоны, литосфера которых динамически поддерживается нижнемантийным Африканским суперплюмом.

По высокоскоростным аномалиям *P*- и *S*-волн океаническая литосфера ряда современных (Тихоокеанской, Кокос, Наска, Филиппинской, Африканской, Индо-Австралийской) и существовавших ранее плит (Фараллон, Кула) и океанов – Тетиса (Индийская плита) и Монголо-Охотского – прослеживается на глубинах >1000 км под Евразией, Северной и Южной Америкой. В то же время вещество из ниж-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; slavinsky@ilran.ru

ней мантии, с глубин >1000 км, выносится мантийными плюмами в ограниченном объёме. Объёмный поток океанической литосферы, погружающейся в зонах субдукции, оценивается в ~240 км^3/год [7], тогда как с мантийными плюмами поступает только ~2 км^3/год вулканического материала [8]. Даже если учесть, что плюмовые магмы составляют лишь ≤5 % поднявшегося вещества плюма [9] и не вся погрузившаяся океаническая литосфера уходит в нижнюю мантию, всё равно субдуцирующими плитами приносится на глубины >1000 км намного больше вещества, чем выносится оттуда мантийными плюмами. Дисбаланс масс покрывается, (по-видимому, не полностью) восходящим рассеянным потоком горячего вещества нижней мантии.

Распределение восходящего нижнемантийного потока под основанием литосферы характеризуют зависимости между астеносферным тепловым потоком (q_A) – тепловым потоком через основание литосферы – и толщиной литосферы (H_L), определённые по результатам минеральной термобарометрии ксенолитов мантийных пород и включений в алмазах. Для архейских кратонов Африки и Северной Америки ($H_L \geq 225$ км) установлена обратная линейная зависимость между обратным астеносферным потоком (q_A^{-1}) и H_L. В частности, для Каапваальского кратона согласно расчётам методом наименьших квадратов (МНК) (число точек $n = 5$)

$$H_L\,(\pm 3.3) = 548.3(353) - 3509(409)\, q_A^{-1}, \qquad (1)$$

где H_L в км, q_A в мВт/м^2, в скобках приведены стандартные отклонения, относящиеся к последним значащим цифрам коэффициентов.

Для складчатых поясов ($H_L < 180$ км), включающих современные пассивные континентальные окраины ($H_L \leq 80$ км) и рифтовые зоны, существует прямая линейная зависимость между q_A^{-1} и H_L, вычисленная МНК ($n = 7$)

$$H_L\,(\pm 2.9) = 26.08(293) + 1529.1(393)\, q_A^{-1}. \qquad (2)$$

По уравнению (1) самая толстая литосфера центральной части архейского кратона является меньшим препятствием для восходящего теплового потока, чем менее толстая литосфера его окраины. Повышенная вертикальная теплопроводность самой толстой литосферной мантии объясняется её образованием мантийным плюмом и утолщением по мере охлаждения мантии Земли в вертикальном восходящем потоке сильно истощённого нижнемантийного вещества. Это привело, во-первых, к «замороженной» вертикальной линейной ориентировке удлиненных минералов, увеличившей вертикальную теплопроводность [10]; во-вторых, к кристаллизации истощённых высоко-

магнезиальных оливинов (теплопроводность форстерита значительно больше, чем фаялита) с очень низкими содержаниями воды (гидратация уменьшает теплопроводность оливина [11]). Литосферная мантия центральной части кратона росла и растёт под воздействием самого сухого и вертикального восходящего потока наиболее истощённого нижнемантийного вещества, тогда как восходящий поток под литосферой периферии кратона всегда отклонялся от вертикали и содержал больше летучих и базальтовых компонентов, поступавших из круто погружавшихся под литосферой периферии кратона океанического литосферно-астеносферного материала.

Согласно уравнениям (1) и (2) при одном и том же значении q_A литосферная мантия раннепротерозойских поясов тоньше литосферы архейских кратонов, а следовательно, имеет меньшую вертикальную теплопроводность. Это связано с образованием её из архейской литосферной мантии, переработанной в протерозойских зонах субдукции при сильных сдвиговых деформациях, что нарушает изначальную анизотропию теплопроводности архейских пород. К тому же протерозойская литосферная мантия нарастала в результате охлаждения мантии Земли под действием восходящего потока, крутизна которого уменьшалась по мере удаления от самой толстой кратонной литосферы. Другим фактором, уменьшающим теплопроводность протерозойской литосферной мантии по сравнению с архейской, является меньшая истощённость первой: её оливины более железистые и менее сухие. Литосферная мантия складчатых поясов утолщается со временем под воздействием менее истощённого восходящего потока, чем литосферная мантия архейских кратонов, за счёт добавления к нижнемантийному веществу большего количества базальтовых и летучих компонентов из погрузившегося океанического материала, так как циркумкратонные складчатые пояса находятся ближе, чем архейские кратоны, к окраинам континентов.

Океаническая литосферная мантия нарастает в процессе охлаждения в субгоризонтальном малоистощённом астеносферном потоке, поэтому – в противоположность архейской литосферной мантии – её горизонтальная теплопроводность больше вертикальной. Вертикальная теплопроводность океанической литосферы уменьшается и в связи с бóльшими содержаниями Fe и воды в оливинах. Поэтому при одном значении q_A океаническая литосфера уступает по толщине литосфере складчатых поясов, как показано на примере Тихоокеанской плиты.

Благодаря крутому погружению океанических литосферы и астеносферы вместе и более пологому – одной океанической астеносфе-

ры восходящий нижнемантийный поток сильно нагревает и динамически поддерживает литосферу активной окраины континента в дуговой и задуговой областях, ширина которых может достигать >900 км, и относительно слабо – литосферу пассивной вулканической и тем более невулканической окраин [12]. В областях очень пологой субдукции океанические плиты почти полностью экранируют восходящий нижнемантийный поток. Там из-за низких температур и малой степени гидратации астеносферного клина полностью отсутствует активный дуговой вулканизм.

Экранируемая погружающимся океаническим материалом часть нижнемантийного потока, приходящегося на континенты, отмечается по пониженным скоростям *P*- и *S*-волн на глубинах >300 км под Тихоокеанской плитой в зонах субдукции Курильской, Японской, Изу-Бонинской и Тонга-Кермадек, под плитами Хуан-де-Фука, Наска и Кокос соответственно в Каскадной и Андской зонах субдукции, под Индо-Австралийской плитой в Зондской и под Африканской плитой в Эгейской зонах субдукции. Она отклоняется к ближайшим срединно-океаническим хребтам и динамически поддерживает океаническую литосферу, вызывая выполаживание океанического дна и подпитывая астеносферные источники петит-вулканов, например, неподалёку от Японского жёлоба.

Литература

1. *Houser C., Masters G., Shearer P., Laske G.* Shear and compressional velocity models of the mantle from cluster analysis of long-period waveforms // Geophys. J. Int. 2008. V. 174, № 1. P. 195-212.

2. *Ritsema J., Deuss A., van Heijst H.J., Woodhouse J.H.* S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // Geophys. J. Int. 2011. V. 184, № 3. P. 1223-1236.

3. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // Phys. Earth Planet. Int. 2002. V. 130, № 3–4. P. 235-251.

4. *Jin Z.-M., Zhang J., Green II H.W., Jin S.* Eclogite rheology: implications for subducted lithosphere // Geology. 2001. V. 29, № 8. P. 667-670.

5. *Artemieva I.M.* Dynamic topography of the East European craton: shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics // Global Planet. Change. 2007. V. 58, № 1–4. P. 411-434.

6. *Pari G.* Crust 5.1-based inference of the Earth's dynamic surface topography: geodynamic implications // Geophys. J. Int. 2001. V. 144, № 3. P. 501-516.

7. *Phipps Morgan J., Morgan W.J.* Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170, № 3. P. 215-239.

8. *Anderson D.L.* New theory of the Earth. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2007. 408 p.

9. *Yamamoto M., Phipps Morgan J., Morgan W.J.* Global plume-fed asthenosphere flow – I: Motivation and model development / Foulger G.R., Jurdy D.M. (eds.) Plates, plumes and planetary processes. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2007. V. 430. P. 165-188.

10. *Petitjean S., Rabinowicz M., Grégoire M., Chevrot S.* Differences between Archean and Proterozoic lithospheres: assessment of the possible major role of thermal conductivity // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7, № 3. P. 1-26.

11. *Hofmeister A.M., Pertermann M., Branlund J.M., Whittington A.G.* Geophysical implications of reduction in thermal conductivity due to hydration // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, № 11. P. 1-4.

12. *Leroy M., Gueydan F., Dauteuil O.* Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modeling // Geophys. J. Int. 2008. V. 172, № 1. P. 464-476.

М.Н. Смирнова[1]

Заводская структура (Чечня) – новый объект, перспективный на нефть и газ

Наиболее крупными и длительно эксплуатирующимися нефтяными месторождениями Чечни являются Старогрозненское (с 1893 г.) и Октябрьское (с 1913 г.). Их разделяет долина реки Сунжи. На этой территории в разные годы проведены геофизические исследования и структурное бурение.

По нашей просьбе в этом районе трестом «Грознефтегеофизика» была проведена детальная гравиметрическая съемка (А.В. Тушканова). Ее интерпретацию проводил Грозненский нефтяной институт путем пересчета наблюденного поля в поле горизонтальных градиентов силы тяжести. Переинтерпретация позволила уточнить структурные связи между этими старейшими нефтяными месторождениями. Между ними в пределах Заводского района г.Грозного прослеживается единая ось антиклинальной зоны, на которой расположено

[1] Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия; tm@ipng.ru

замкнутое поднятие со сводом в районе старых структурных скважин №№ 61, 62 и 66. Выявленную структуру предлагаем назвать Заводской. Структура находится в зоне Бенойско-Эльдаровского правого сдвига, вызвавшего расщепление Сунженской антиклинальной зоны на два поднятия: северное Старогрозненское и южное Октябрьское. С этим разломом связаны радоновые воды. По нему мигрировали афтершоки грозненского роя землетрясений 1971–1974 гг. На территории Заводской структуры и прилегающих районов известны выходы нефти. На территории завода «Прогресс» нефть добывали из сравнительно глубоких колодцев (22 м) при дебите 112 тонн/сутки. В конце Великой Отечественной войны здесь было заложено 10 шурфов, из которых получали нефтепродукт в количестве 0,5–2,0 тонны/сутки.

Поскольку грунтовая нефть была получена на территории нефтеперегонных заводов, то ее природу объясняли утечкой из сети нефтепроводов (С.К. Зазиянц). Однако выходы нефти известны по всему Бенойско-Эльдаровскому разлому и близлежащим территориям. В 1833 г. В Мамакаевской и Грозненской балках были заложены нефтяные колодцы, которые существовали благодаря наличию сквозной миграции нефти. Помимо большого постоянного дебита они периодически выбрасывали нефть под большим давлением по типу гейзеров. Небывалые дебиты нефти в скв. 7/977 стали причиной посещения Старогрозненского месторождения Д.И.Менделеевым, что однозначно утвердило его в глубинном происхождении нефти.

В настоящее время выходы нефти известны в различных участках г. Грозный: в районе ГрозНИИ, железнодорожного вокзала, на ТЭЦ, во дворе бывшего Пятого жилстроительства, разрушенного во время последних чеченских кампаний.

Пересечение Бенойско-Эльдаровского разлома с глубинными разломами других направлений способствовало образованию миндалевидной структуры, получившей название pull-apart (Б.Берчел). Она характеризуется всеми необходимыми показателями нефтегазоносности: по данным ГСЗ под ней наблюдается подъем мантии, утонение «гранитного» слоя, активная неотектоника (смена геодинамического режима по материалам геофизики, изменение динамики геофизических полей), глиняный диапиризм. В районах, прилегающих к Старогрозненскому и Октябрьскому месторождениям, были открыты месторождения Соленая Балка (1911 г.) и Таш-Кала (1945 г.).

Учитывая глубинное строение нефтегазоносных районов, активную геодинамику, высокую прогретость недр, активную миграцию нефти по зонам глубинных разломов, Грозненскую структуру pull-

apart можно считать благоприятной для формирования нефтяных месторождений. Не исключая вторичного происхождения нефти, мы предполагаем ее глубинный характер и скопление в антиклинальной зоне Заводской структуры, представляющей интерес как новый объект, перспективный на нефть и газ.

А.В. Соловьев[1], А.О. Мазарович[1], А.А. Галактионов[2], В.Е. Вержбицкий[3], А.И. Хисамутдинова[1], С.Ю. Соколов[1], Д.В. Рожкова[1], Д.М. Ольшанецкий[1]

Новые данные о строении и эволюции Западно-Камчатского осадочного бассейна

Комплексное изучение кайнозойских отложений Западной Камчатки важно, прежде всего, для понимания современной структуры шельфа Охотского моря и его геодинамической эволюции, но может иметь серьезное значение также и для поисков месторождений углеводородов в рассматриваемом регионе. В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный относительно слабо деформированными кайнозойскими отложениями [Гладенков и др., 1997; Карта..., 1999]. Фундамент прогиба сложен юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями, имеющими сложную покровно-складчатую структуру [Карта..., 1999; Западная..., 2005]. В 2004–2010 годах поисковые работы углеводородного сырья на Западной Камчатке (ОАО «ЛукинЧолот») и на прилегающем шельфе (НК «Роснефть») позволили получить новые данные о вещественном составе [Хисамутдинова, Кабанова, 2011], возрасте [Соловьев, 2008; Соловьев и др., 2011] и деформациях [Вержбицкий, Соловьев, 2009; Мазарович и др., 2010; Моисеев, Соловьев, 2010] отложений Западно-Камчатского осадочного бассейна.

Литологические и геохронологические исследования. Детальные литологические исследования проведены для эоценовых терриген-

[1] Геологический институт РАН, г. Москва, Россия
[2] ОАО «ЛукинЧолот», г. Петропавловск-Камчатский, Россия
[3] Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия

ных пород, залегающих в основании разреза Западно-Камчатского прогиба [Хисамутдинова и др., 2011; Хисамутдинова, Кабанова, 2011]. Изучение этих отложений имеет также и практический интерес, поскольку они рассматриваются как потенциальный коллектор углеводородного сырья. Для Майначского и Увучинского разрезов проведен анализ составов и K-Ar датирование галек из базальных конгломератов, с резким угловым несогласием налегающих на меловые отложения фундамента. Показано, что в источнике сноса резко преобладали вулканиты конца палеоцена – раннего эоцена, хотя встречены и разности мелового возраста. Таким образом, накопление базальных горизонтов эоценовых отложений происходило при активной денудации палеоцен-эоценовых вулканитов, вероятно, Утхолокского комплекса [Гладенков и др., 1997] и меловой Олюторской островной дуги, реликты которой обнажены в Паланском разрезе [Западная..., 2005; Соловьев, 2008]. Седиментологические признаки в песчаниках указывают на направление сноса обломочного материала с северо-востока, востока. Чёткий тренд вызревания песчаников с севера на юг отсутствует. Более зрелые песчаники отмечаются в верхних частях снатольской свиты Точилинского разреза, в нижних частях снатольской свиты Майначского и Увучинского разрезов песчаники менее зрелые.

В тяжелой фракции эоценовых песчаников присутствуют рутил, черная шпинель, анатаз, пироксен, свидетельствующие о значительном влиянии источника основного состава. Циркон, апатит и гранат обязаны своим присхождением гранитоидам, либо метаморфическими породам. Анализ минералов тяжелой фракции указывает на смешение материала двух основных источников сноса: базитового и сиалического состава. Морфология обломочных идиоморфных цирконов показывает, что в источниках сноса для эоценовых отложений преобладали субщелочные (известково-щелочные) гранитоиды при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов [Рожкова и др., в печати]. Этот вывод согласуется с результатами датирования обломочных цирконов [Соловьев и др., 2011], основным источников которых был Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, где известны значительные объемы известково-щелочных магматических пород, включая контаминированные гранитоиды мантийно-корового происхождения [Акинин, Миллер, 2011].

Таким образом, значительное влияние на систему осадконакопления Западно-Камчатского бассейна в эоцене оказывал размыв Охотско-Чукотского пояса. Установлено, что перенос терригенного мате-

риала с севера и северо-востока, продольно по отношению простиранию основных структур, превалировал над поперечным. Это может говорить о существовании речной системы Палео-Пенжины уже в эоцене, а, возможно, и в еще более раннее время после формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Структурные наблюдения и геофизические материалы. Изучение третичных отложений Западной Камчатки показало, что местами они подверглись значительным складчато-надвиговым деформациям [Мазарович и др., 2010; Моисеев, Соловьев, 2010]. В олигоцен-нижнемиоценовых отложениях отмечены изоклинальные опрокинутые складки, взбросы и надвиги, характерные для компрессионного режима. Эти деформации обычно приурочены к определенным зонам, причем при удалении от этих зон интенсивность деформаций резко уменьшается. Местами отмечаются разломы со сбросовой и сдвиговой кинематикой.

Анализ новых данных наземной сейсморазведки, выполненной ОАО «ЛукинЧолот», также показывает существенные деформации в эоцен-нижнемиоценовых отложениях. На сейсмических профилях четко выделяются структуры растяжения (сбросы), сжатия (складки и надвиги, включая дуплекс-структуры) и сдвига/транспрессии (антивергентные взбросо-надвиги (pop-up structures) и «положительные цветочные структуры» (positive flower structures)). Сбросы нарушают поверхность мелового фундамента и, по-видимому, были сформированы при растяжении в палеоцене (?) – раннем эоцене, сопровождавшимся локальным осадконакоплением в небольших грабенах. В среднем эоцене присходит значительное компрессионное событие, связанное с коллизией Ачайваям-Валагинской островной дуги с континентальной окраиной Азии [Соловьев, 2008] и выразившееся в главном региональном несогласии [Гладенков и др., 1997]. Последний существенный этап сжатия произошел в середине миоцена и мог представлять собой отдаленную реакцию на завершение коллизии островной дуги Восточных полуостровов (Кроноцкой) с Камчаткой [Вержбицкий, Соловьев, 2009]. На этом этапе, по-видимому, в некоторых местах происходили деформации в режиме транспрессии, что отразилось в появлении присдвиговых структур.

Полевые работы проводились при финансовой поддержке ОАО «ЛукинЧолот», авторы выражают глубокую признательность руководству компании Грему Фипсу, Р.Г. Чинакаеву, Н.А. Лавровой. Систематизация материала проводилась при поддержке ООО «Камчатнефтегаз», авторы благодарны А.Э. Жарову за конструктивное

обсуждение научных результатов. Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5, грантов для молодых учёных ГИН РАН (А.И. Хисамутдинова, Д.В. Рожкова), Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН №6, №4.

Литература

1. *Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249-290.

2. *Вержбицкий В.Е., Соловьев А.В.* Новые данные о кайнозойских деформациях Западной Камчатки и их значение для новейшей тектоники востока Охотоморского региона // Океанология. 2009. Т. 49, № 4. С. 568–585.

3. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

4. Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. 224 с.

5. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000 / Ред. Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А. СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ, Камчатприродресурс, 1999.

6. *Мазарович А.О., Соловьев А.В., Моисеев А.В., Ольшанецкий Д.М., Хисамутдинова А.И.* Деформации третичных комплексов Западной Камчатки (Точилинский разрез) // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 1. С. 62-66.

7. *Моисеев А.В., Соловьев А.В.* Новые данные о деформациях третичных отложений Западной Камчатки (Тигильский район) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2010. № 1. С. 13-18.

8. *Рожкова Д.В., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И., Ипатьева И.С.* Реконструкция источников сноса для эоценовых песчаников Западной Камчатки (анализ обломочных цирконов и минералов тяжелой фракции) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. (в печати).

9. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).

10. *Соловьев А.В., Рожкова Д.В., Акинин В.В., Хисамутдинова А.И.* Источники сноса терригенного материала эоценовых отложений Западной Камчатки по результатам изучения обломочных цирконов // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ, 2011. С. 1771-1775.

11. *Хисамутдинова А.И., Кабанова О.И.* Реконструкция источников сноса терригенных среднеэоценовых пород Западной Камчатки // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. № 4. (в печати).

12. *Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Кущева Ю.В.* Эоценовые терригенные отложения Западной Камчатки: источники сноса, перспективы нефтегазоносности // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ, 2011. С. 1998–2002.

Е.А. Сотникова, Ал.В. Тевелев, Арк.В. Тевелев[1]

Условия образования складок комбинированного типа таврической серии в Бахчисарайском районе Горного Крыма

Объект, о котором пойдет речь ниже, расположен на территории Горного Крыма, в 5,5 км к юго-востоку от с. Трудолюбовка, рядом с оз. Донузоран. Он представляет собой обнаженную в правом борту р. Бодрак стенку пород верхнетаврической свиты, смятых в складки. Складчатая структура представлена двумя антиформными складками и сопряженной с ними синформной складкой с углами наклона крыльев 60–80°. Складки в пределах обнажения осложнены разнонаправленными малоамплитудными разрывными нарушениями. Оси складок, как правило, крутонаклонные и падают в среднем под углами 70-80° на юго-запад.

Разрез представлен ритмичным переслаиванием различных по структуре и свойствам пород. На фоне тонкослоистых алевролитов и аргиллитов в обнажении выделяются относительно мощные (до 10–15 см) слои массивных тонкозернистых песчаников, по которым ясно прослеживается складчатая структура обнажения. Такое контрастное строение толщи обусловливает нестандартный характер складок: их нельзя отнести ни к одному из видов общепринятых классификаций. Дело в том, что компетентные слои песчаников и некомпетентные пласты тонкослоистых алевролитов и аргиллитов ведут себя по-разному. Стоит отметить, что некомпетентные слои тонкозернистых пород в разрезе значительно преобладают: их общая мощность в 2–3 раза больше, чем общая мощность компетентных слоев песчаников, поэтому в целом складчатая структура определяется именно алевролитами и аргиллитами.

[1] Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lenka1890@rambler.ru; atevelev@rambler.ru; arctevelev@rambler.ru

Геометрический анализ ориентировок изогон, изменения радиусов кривизны складок и распределения мощностей слоев на крыльях и в ядрах показывает, что характер смятия компетентных и некомпетентных слоев оказывается принципиально различным. Пласты песчаников смяты в практически идеальные концентрические складки [1]:

– изогоны пластов песчаников примерно перпендикулярны их подошвам и кровлям, они располагаются веерообразно, т.е. плавно сходятся к ядрам складок;

– мощности слоев песчаников в целом выдерживаются, они примерно одинаковы в замковых частях и в крыльях складок;

– радиусы кривизны складок увеличиваются в направлении от ядер к периферийным частям.

Все перечисленные характеристики, собственно, и являются прямыми признаками концентрических складок.

Пласты аргиллитов образуют в основном подобные складки:

– изогоны в них параллельны друг другу и примерно параллельны осевым поверхностям;

– мощности пластов аргиллитов резко увеличены в ядрах складок.

Эти характеристики отвечают подобным складкам.

Интересной особенностью складок является распределение мощностей на разных их крыльях в разных слоях. Мощности слоев песчаников выдержаны и одинаковы вообще во всех элементах складок и не различаются в юго-западных и северо-восточных крыльях. Иначе ведут себя слои алевролитов и аргиллитов: их мощности в юго-западных крыльях складок систематически меньше мощностей в северо-восточных крыльях в среднем в два раза. Таким образом, перераспределение материала при смятии толщи в подобные складки хотя и происходило за счет некомпетентных слоев, но выжимание материала в замки происходило в основном из юго-западных крыльев складок. Такая ситуация привела к нестандартному положению осевых поверхностей складок.

Практически все складки имеют наклонные осевые поверхности северо-восточной вергентности. Однако из-за различия мощностей тонкозернистых пород в юго-западных и северо-восточных крыльях шарниры складок, проведенные по пластам песчаников, оказываются смещенными на северо-восток от плоскости биссектрис угла складки (если рассматривать их последовательно снизу вверх по складке). Иными словами, осевые поверхности изученных складок не совпадают с плоскостями биссектрис углов складок (рис. 1).

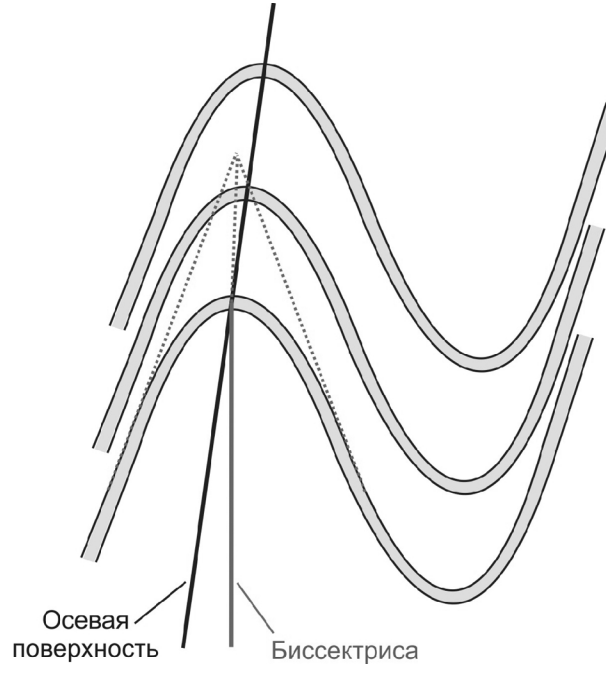


Рис. 1. Принципиальная модель ориентировки осевой поверхности и плоской биссектрисы угла складки при систематической разнице мощностей слоев в ее разных крыльях. Объяснения в тексте

Местами крылья и замки складок осложнены малоамплитудными разрывами – сколами. Большая часть сколов имеет правостороннюю кинематику, но в пространстве ориентированы по-разному – они либо горизонтальны, либо полого наклонены на северо-восток или на юго-запад, то есть, скорее всего, образуют систему синтетических сколов Риделя. Кроме того, изредка встречаются правосторонние (антириделевские) сколы, которые почти вертикально падают на юго-запад. Четкие смещения наблюдаются, как правило, для слоев песчаников, что иногда приводит к их сдваиванию, а в аргиллитах и алевролитах разрывы "вязнут", переходя в мелкие флексурообразные изгибы.

Наклонные осевые поверхности складок, закономерное различие мощностей некомпетентных слоев, а именно «растягивание» северо-восточных крыльев складок и сокращение мощностей юго-западных крыльев, а также наличие синтетических сколов указывают на существенную роль тангенциальных напряжений при формировании складок [2]. Таким образом, структура обнажения Донузоран пред-

ставляет собой структурный парагенез, сформированный в условиях простого сдвига, который включает в себя:

– концентрические наклонные складки высоковязких слоев (песчаников),

– подобные наклонные складки низковязких слоев (алевролиты и аргиллиты),

– правые генеральные сколы Риделя (Y),

– синтетические сколы Риделя (R),

– вторичные сколы Риделя (P), также синтетические,

– редкие сопряженные сколы Риделя (R'), антитетические (левые),

– рассланцевание в направлении, параллельном слоистости (рис. 2).

Описанные особенности строения складок объясняются, во-первых, их образованием в условиях простого сдвига, а во-вторых – строением самой деформированной толщи, в которой пласты высоковязких песчаников чередуются с пластами низковязких аргиллитов и алевролитов в соотношении 1:2 – 1:3.

Модель распределения напряжений, под воздействием которых была сформирована описанная складчатая структура, предполагает, что главные тангенциальные напряжения (τ) были ориентированы примерно горизонтально в направлении ЮЗ-250 – СВ-70. При этом главное минимальное нормальное напряжение (σ_3 – сжатие) наклонено под углом около 40° на северо-восток, а главное максимальное нормальное напряжение (σ_1 – растяжение) наклонено под углом около 60° на юго-запад, т.е. практически вдоль слоистости в юго-западных крыльях складок. Среднее главное нормальное напряжение (σ_2) было ориентировано почти горизонтально с простиранием СЗ-340.

Такая картина, вообще говоря, не согласуется с общепризнанными [3] представлениями о субширотной ориентировке отмеченных в районе надвигов, которая предполагает меридиональное сжатие. Возможно, структура обнажения Донузоран сформировалась в другое время, не совпадающее со временем образования надвигов, и деформации были вызваны другими причинами. Не исключено также, что складки обнажения Донузоран являются донадвиговыми.

Литература

1. *Marshak S., Mitra G.* Basic methods of structural geology // Prentice – Hall Englewood Cliffs, New Jersey 07632. 1988. 446 c.

2. *Davis G.H., Reynolds S.J.* Structural geology of rocks and regions, 2nd ed. USA, 1996.

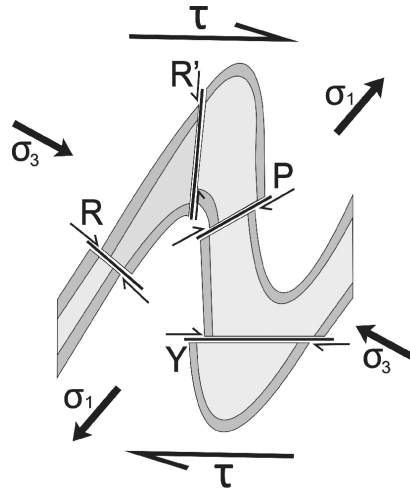


Рис. 2. Общая структурная модель распределения напряжений, под воздействием которых была сформирована складчатая структура обнажения Донузоран. Объяснения в тексте

3. *Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е.* Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас – лейас) Качинского поднятия юго-западного Крыма // МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008.

Д. Спахич[1], У. Экснер[2], Б.Грасманн[2]

Новый метод для установления эволюции разломов в масштабе осадочного бассейна – анализ трехмерной поверхности разлома и близлежащей складчатости

Используя набор полевых данных 3D сейсмической съемки из центральной части Венского бассейна (Австрия), мы установили маркирующие горизонты по верхнему и нижнему крыльям сброса, представляющему собой крупный нормальный разлом. Вертикальное смещение каждого горизонта крайне изменчиво, как вдоль направле-

[1] Шлюмберже, Россия и Центральная Азия; DSpahic@slb.com
[2] Венский Университет, Кафедра Структурной Геологии и Седиментологии

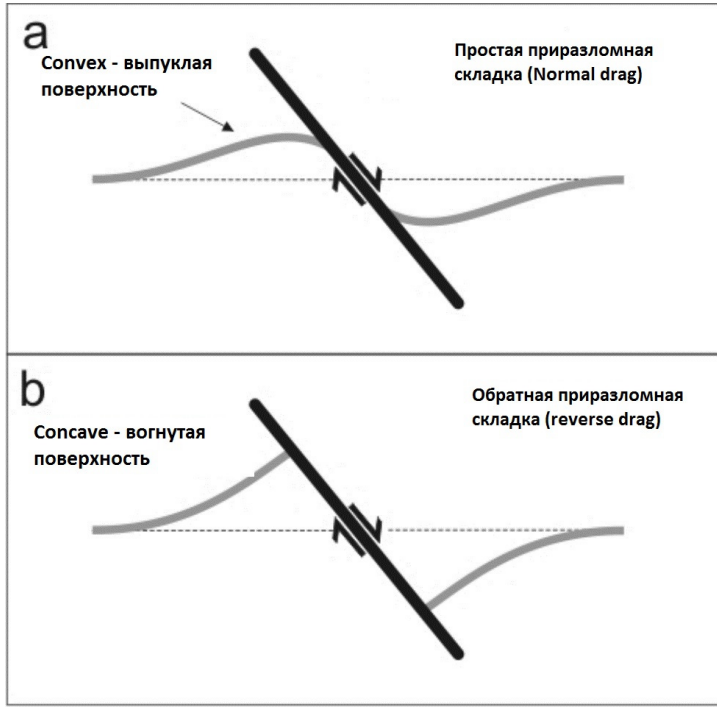


Рис. 1. Нормальная и обратные приразломные складки [1]

ния падения, так и простирания разлома. Пока смещение приразломной складки является прямой функцией градиента сдвига (рис. 1), большие размеры этой крупномасштабной дислокации позволяют идентифицировать связанные части разлома, сдерживающие его эволюцию.

Установленный разлом Маркграфнойзидль, проходящий через толщу осадочных отложений миоценского возраста, с возрастом осадкообразования от Карпатского до Паннонского ярусов, представляет собой юго-восточную границу нефтяного место рождения Матцен. С возрастанием глубины, разлом Маркграфнойзидль смещает сейсмические опорные горизонты вверх, к поверхности фундамента, максимальное смещение составляет примерно 500 м.

Для отображения трехмерного распределения приразломной складки на всем протяжении сейсмического куба, пять стратиграфических горизонтов были картированы с использованием множества сейсмических профилей. Точная стратиграфическая привязка была получена путем интеграции данных разведочных скважин, располагающихся на территории лицензионного блока 3D сейсмической

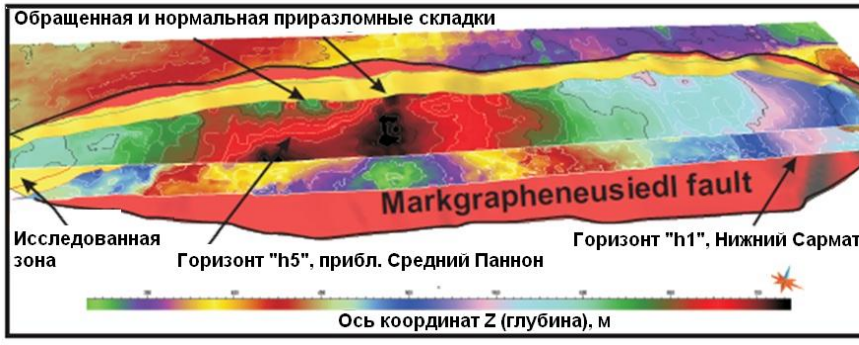


Рис. 2. Диагональный срез глубинного разреза по 3D сейсмике. Указанные горизонты (нижний ‘h1’ и верхний ‘h5’) являются границами установленной секции разломов

съемки. Для того, чтобы отметить большее количество маркирующих горизонтов для анализа складчатости, наиболее четкие сейсмические отражающие границы были картированы по всему сейсмическому кубу, в дополнение к шести уже имеющимся скважинным отбивкам данной формации. Все горизонты были нанесены на карту в области времен TWT.

С использованием программы для 3D-моделирования, нанесенные на карту горизонты были преобразованы в глубинный масштаб, на основе обобщенного волнового уравнения, предполагающего экспоненциальную зависимость скорости распространения упругих волн от глубины (рис. 2)

Это преобразование обеспечило лучшие результаты в демонстрации геометрии приразломной складки, что не могло быть показано из данных во временной области. Дополнительная документация по строению складки разрешает более детальное определение каждого блока разломов, которое не может быть получено из обычных параметров, таких как угол падения, азимуты падения и вертикальное смещение.

Литература

1. *Grasemann B., Martel S., Passchier C.W.* Reverse and normal drag along a fault // J. Struct. Geol. 2005. V. 27. P. 999–1010.

А.В. Сучков[1]

Изучение литологических, петрофизических и структурных особенностей первого и второго элемента ритма флишевой формации таврической серии Горного Крыма

Сущность турбидитной седиментации проста и уже хорошо известна. Основная часть флишевого циклита, составляющая обычно 90–95 % его толщины, или мощности (иногда 100 % или, наоборот, снижается до 50 % и менее), откладывается практически мгновенно, в течение часов или 1–2 суток, из спазматического, т. е. эпизодически возникающего катастрофического мутьевого, или турбидитного, потока («турбидитных течений» – turbidity currents), образующегося на крутых и высоких подводных склонах, но чаще – в каньонах, прорезающих эти склоны, автокинетически ускоряющегося (отсюда другое название осадков – «отложения автокинетических потоков») и разгоняющегося до скорости в сотни километров в час, переносящего на сотни километров не только пелитовый, но и зернистый (песчаный и алевритовый) и более грубый материал. На некотором расстоянии поток проходит взвешенно (не затрагивая дна) над дном и постепенно, градационно откладывает сначала грубый (проксимальная фация), а потом все более тонкий, наконец – пелитовый материал (дистальная фация).

Это выражается в весьма четкой градационной слоистости – graded bedding, т. е. в совершенно постепенной смене вверх по разрезу и на площади грубых осадков все более тонкими, так что становится невозможным провести границу внутри такого многослоя, что свидетельствует об одноактности и кратковременности его отложения. Основу потока составляет глинистая суспензия, варьирующая по плотности и нагруженности зернистым или щебнистым материалом. Изучены и разнообразные способы спазматического перемещения рыхлого материала у крутых склонов под водой – от чисто гравитационных (обвалов, осыпей, а также оползней) до потоков или течений малой плотности. По вертикали потоки часто расслаиваются на самостоятельные струи, перемещающиеся с разной скоростью и на разные расстояния. Усложнение движения в потоке, перемещающемся турбулентно, приводит к усложнению строения турбидитного многослоя, более четко дифференцирующегося на элементы или циклиты (A, B, C, D), последовательность и динамика формирования

[1] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; alexsandir@mail.ru

которых описана А. Н. Боумом. В богатых элементами турбидитах в средней части циклита появляются слои с тонкой миллиметровой горизонтальной ритмичной слоистостью, так называемой ламинацией (B и D), в средней части нередко осложненной волнистой, конволютной (оползневой складчатостью) и мелкой косой слоистостью (C). Так же в ритме выделяется второй элемент — циклит E, который представляет собой фоновые осадки, отложившиеся в промежутке между сходом двух турбидитный потоков [1].

Материал для изучения был отобран на территории полигона крымской научно-учебной базы геологического факультета МГУ им. А.А. Богданова в районе плато Патиль, в Патильском овраге. В данном месте присутствует ритм, в котором широко проявлены язычковые механоглифы и он имеет максимальную мощность из наблюденных. Поэтому данный ритм выбран как наиболее представительный, в котором представлены все циклиты.

Из литологического описания ясно, что таврический флиш является типичным терригенным флишем [2]. Так же в шлифах установлены примеси из оскольчатых зерен кварца и плагиоклаза, лейст мусковита, биотита и недиагностированного акцессория в турбидитном материале. Перенос этого материала в потоке составляет первые метры и является туфовым. Его источником, вероятно, могут быть Понтиды или Закавказье, где проявлялся триасово-юрский магматизм.

После фотографирования шлифов и составления полноценных панорам-фотографий шлифов с разрешающей способностью x5 было замечено, что в нижней части циклита A под слоем сгруженных среднезернистых зерен находится небольшой прослой тонко-мелкозернистого материала, который, по мнению автора, является неким подобием «подушки», по которой скользил турбидитный поток. Сход турбидитного потока во многом схож со сходом лавины. Материал этой тонко-мелкозернистой прослойки при сходе турбидита находился в верхней части потока, потом, попадая на лобовую часть потока, утягивался вниз и образовывал подложку, по которой и скользил турбидитный поток.

Исследование анизотропии вещества показали следующее:

При измерении продольных скоростей в различных направлениях получены следующие данные. По оси, ортогональной поверхности подошвы турбидита, изменения продольных скоростей происходят в пределах от 4,5 до 4,9 км/с. По оси, направленной вкрест течения турбитного потока от 4,4 до 5,2 км/с. По оси, направленной вдоль вектора движения турбитного потока – изменения скорости имеют

уже более яркий характер: от 4,6 до 6,1 км/с. При этом двигаясь вдоль разреза, от подошвы ритма к его кровле, отчетливо выделяются две группы скоростей: первая – увеличенные значения скоростей – в образцах нижней части ритма и вторая – уменьшенные значения скоростей – в верхней. При этом, в подэлементе В происходит скачкообразное увеличение значения продольных скоростей по направлению течения турбидита. Это, возможно, обусловлено общей ориентировкой осадочного материала, изменяющейся в зависимости от размерности обломков и удаления от подошвы турбидитного потока, то есть влиянием гравитационного фактора.

При измерении поперечных скоростей так же сохраняется тенденция дифференциации скоростей по оси, ортогональной поверхности подошвы турбидита, и по оси, направленной вдоль вектора движения турбитного потока, в зависимости от увеличения расстояния от подошвы ритма.

Особое внимание нужно уделить отношениям скоростей в подэлементах в различных направлениях. Независимо от типа упругих волн сохраняется дифференциация скоростей в зависимости от направления. По оси, ортогональной поверхности подошвы турбидита, скорости в каждом образце примерно одинаковы для каждого типа волн. По оси, направленной вкрест простирания иероглифа, скорость продольных волн уже начинает явно различаться для образцов, представляющих ритм. По оси, направленной вдоль течения потока, скорость продольных и поперечных волн начинает разделяться на две группы: в первой группе, включающей в себя циклит А и нижнюю половину циклита В, скорости гораздо больше второй группы, включающей в себя верхнюю половину циклита В и циклит С.

Для аргиллитовой составляющей ритма был проведен рентгенофазовый анализ двух образцов, взятых на удалении в 5 м друг от друга. Рентгенофазовый анализ проводился двумя методами: методом порошка и методом текстурированного препарата. Результаты анализов показали, что в циклите Е прямых признаков наличия вулканогенного материала не наблюдается, но заметное количество хлорита может указывать на наличие магматических процессов во время образования данной флишевой толщи.

Выводы:

1. Из литологического описания шлифов следует, что таврическая серия Горного Крыма является типичным терригенным флишем. Также в структурном отношении выделена область «подушки», по которой во время схода скользил турбидитный поток.

2. Из исследования анизотропии породы можно сделать предположение о том, что резкое различие скоростей по оси, направленной вдоль вектора движения турбитного потока, является следствием разделения турбидитного потока на две струи, различающиеся по составу материала — более грубого и связного, и мелкозернистого и более текучего.

3. Из результатов исследования пелитовой части ритма можно сделать предположение о том, что часть материала имела удаленный источник сноса, обогащенный вулканогенными породами.

Литература

1. *Фролов В.Т.* Флишевая формация – уточнение понимания // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 16-32.

2. Геологическое строение и развитие Качинского поднятия. Стратиграфия мезозоя. Изд-во МГУ, 1989. 167 с.

Д.С. Татаринова, Арк.В. Тевелев[1]

Строение, литология и условия образования пород ченкской свиты (правобережье р. Марты, СЗ Крым)

Ченкская свита была выделена Д.И. Пановым 1978 году в районе плато Обсерватория [3], где, по его представлениям, она слагает ядро Обсерваторской антиклинали [2]. К свите были отнесены толщи, до этого традиционно относившиеся к таврической серии. Причиной для выделения отдельной свиты послужили литология и характер переслаивания ченкских пород, далеких от настоящих турбидитов. До настоящего времени строение свиты, условия ее накопления, структурные и возрастные соотношения с домеловыми терригенными комплексами Горного Крыма остаются из-за недостатка фактических данных проблемными. Отсутствовали описания сколько-нибудь протяженного разреза ченкских отложений, оставалась неясной степень выдержанности свиты по площади, физические и химические характеристики пород не были сопоставлены с характеристиками

[1] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; dartatar@gmail.ru; arctevelev@rambler.ru

пород таврической серии и, наконец, до последнего времени в породах не были обнаружены определимые органические остатки. Современная датировка свиты как нижнеюрской основана на достаточно умозрительных корреляциях с удаленными разрезами, в настоящее время уже не существующими.

Наши исследования частично восполняют эти пробелы. В течение двух полевых сезонов были изучены четыре протяженных опорных разреза ченкской свиты на южном склоне плато Обсерватория. В разрезах, протяженностью от 70 до 150 метров, выделены и детально описаны пачки пород, различающиеся деталями литологического состава и типом напластования, изучены литологические, химические и физические свойства пород, отобраны и частично обработаны спорово-пыльцевые пробы.

Изученные разрезы хорошо сопоставляются друг с другом. Их нижние части сложены относительно мелкозернистыми породами (табачными, зеленовато-бурыми, бурыми глинистыми алевролитами, песчанистыми алевролитами, переслаиванием алевролитов и тонких песчаников). Пачки средней части разрезов представлены в основном бурыми до рыжих тонко-мелкозернистыми песчаниками, в которых прослеживаются четкие горизонты конгломератовидных пород, образующие заметные гривки в рельефе склона и имеющие светло-серый цвет из-за карбонатного цемента. Верхняя часть изученных разрезов сложена бурыми до охристых тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и красновато-серыми грубозернистыми породами.

По результатам литологического микроскопического и макроскопического изучения пород ченкской свиты было выделено 4 основных литотипа пород ченкской свиты:

A – Алевролит с пленочным полиминеральным глинистым цементом и цементацией вдавливанием

B – Песчаник мелкозернистый с пленочным глинистым полиминеральным, хлоритовым поровым цементом и цементацией вдавливанием

C – Песчаник мелкозернистый с пленочным полиминеральным глинистым и поровым кальцитовым цементом и цементацией вдавливанием

D – Песчаник мелкозернистый с пленочным полиминеральным глинистым и кальцитовым пойкилитовым цементом и цементацией вдавливанием

Источников сноса метаморфических и магматических кластов в породах свиты было, вероятно, несколько, об этом свидетельствует

разная зрелость обломков. Химические характеристики пород разреза по результатам рентгено-флуоресцентного анализа практически не отличаются от характеристик пород верхнетаврической свиты, вероятно, источники сноса для верхнетаврической и ченкской свит были одни и те же. Однако вопрос, какими именно были эти источники, и где они находились, остается пока без ответа. Не исключается вариант, что породы одной из свит были образованы за счет переотложения (рециклинга) пород другой. В этом случае значительно более вероятен вариант образования ченкских пород за счет таврических, поскольку они имеют менее зрелый и менее уравновешенный состав, определенно образованы из обломков дальнего и ближнего переноса, содержат зерна каолина и других минералов кор выветривания, и обогащены торием, который, вероятно, концентрировался в этих корах и затем был снесен в ченкский бассейн.

Степень сейсмической анизотропии пород ченкской свиты значительно меньше, чем пород таврической серии, т.е. ченкские отложения тектонизированы слабее таврических. В целом, породы в разрезах залегают под небольшими или средними углами под склон, падения меняются от северных в нижней части разреза до западных в верхней. В отложениях отсутствуют градационные текстура и ритмичность, породы в масштабе обнажения как правило не складчаты, и в них не отмечаются макро-разрывы, которые, тем не менее, присутствуют в поле распространения ченкской свиты за пределами линий разрезов.

Структурные и возрастные соотношения ченкской и верхнетаврической свит изучены недостаточно. Преобладает мнение об их полностью тектонических контактах, однако в некоторых точках, например на северном и западном склонах горы Язлав, контакты представляется нормальными. В современной структуре ченкская свита повсюду лежит выше верхнетаврической, что предполагает более молодой возраст ченкской свиты. Это подтверждают также данные трекового датирования цирконов из ченкских пород [4], которые дают возраст 178.9 ± 9.1 млн лет.

В пользу более молодого, чем предполагалось ранее, возраста ченкской свиты свидетельствуют также их спорово-пылевые спектры, впервые полученные из горизонтов конгломератовидных пород с карбонатным цементом средней части свиты (аналитик Г.Н. Шилова). В одном из образцов получено 106 зерен спор и пыльцы, из которых пыльца (83 %) представлена такими формами как Caytonia sp., Bennettites sp., Gingko (5.6 %), Podozamites, Brachyphyllum, Podocar-

pus (3.8 %), Paleopicea (5.6 %), Picea omoriciformis Bolkh., Pseudopinus (1,9 %), Pinus sp. (23.6 %), Classopollis (30 %). Споры (17 %) представлены Coniopteris sp., Cyatpidites sp. (1.9 %), Osmunda sp., Marattisporites, Ciclogranisporites, Clathropteris, Dictiophyllidites, Klukisporites (2.8 %), Uvaesporites, Lycopodiumsporites (1.9 %), Selaginella, Leiotriletes (1.9 %). На основании близости этого палинокомплекса с палинокомплексами средней юры Абхазии, Воронежского массива, Приднепровья, Северного Кавказа, Саратовского Поволжья и другим регионов, Г.Н. Шилова предполагает его батско-келловейский возраст, если осторожней – вторая половина средней юры. Примечательно, что этот палинокомплекс не имеет ничего общего с комплексами отложений верхнего триаса – нижней юры левобережья Бодрака [1].

Совместный анализ литологических и палеофлористических особенностей пород ченкской свиты позволяет предполагать мелководно-морские, возможно субаэральные условия их формирования. Отсутствие яркой косой слоистости в породах не позволяет считать их дельтовыми, а отсутствие градационных текстур – турбидитными. Скорее, это была обстановка дистальной части эстуария достаточно крупной реки с сочетанием застойного и активного гидродинамических режимов. Возможно, что одной из причин застойных обстановок седиментации была обильная растительность – растительный детрит является заметной составляющей пород свиты и на макроскопическом, и на микроскопическом уровнях. Одновременное представительство в палинокомплексах форм как горного, так и болотного обитания подтверждает такое предположение.

Исходя из всех изложенных данных о составе пород ченкской свиты, возможных обстановках ее седиментации, положения в общей структуре юрско-меловых комплексов Горного Крыма и наших палинологических датировок, мы предполагаем для свиты более молодой возраст, чем это принято в настоящее время [2], и относим время ее образования на вторую половину средней юры.

Литература

1. *Болотов С.Н., Панов Д.И., Ярошенко О.П.* Новые данные о палинологической характеристике триасовых и лейасовых отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 13–19.

2. *Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л, Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е.* Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас-лейас) Качинского поднятия юго-западного Крыма. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Вып. 5. С. 52-73.

3. *Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В. и др.* Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1978. № 1. С. 47–55.

4. *Соловьев А.В., Рогов М.А.* Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. №3, Т. 18.

Т.Ю. Тверитинова[1]

Возможная природа линеаментов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна

Западно-Сибирская плита (ЗСП) – крупнейшая в мире молодая плита с мезокайнозойским, а на севере и востоке и с более древним чехлом. Структура мезокайнозойского чехла плиты – сложная мегасинеклиза. В ее центральной части выделяются сближенные Хантейская и Кеть-Вахская антеклизы (разделены Пурским желобом), отделенные от краевых моноклинальных зон Мансийской (на западе), Средне-Иртышской (на юге), Чулымской (на юго-востоке) и Нижне-Тазовской (на севере) синеклизами. В северной части ЗСП расположена Ямало-Гыдангская синеклиза, отделенная от Нижне-Тазовской синеклизы Месосояхским валом. Региональные структуры осложнены сводами, впадинами, валами, структурными ступенями. В основании чехла расположена система крупных меридионально ориентированных грабен-рифтовых структур, выполненных пермско-триасовыми вулканогенно-осадочными толщами (Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт в центральной части плиты, Худосейский в восточной, система Зауральских грабенов в западной) [1].

Несмотря на высокую степень изученности ЗСП в связи с детальными работами по поиску и разведке месторождений нефти и газа [2–4 и др.], новую дополнительную информацию о строении этой интересной области может дать анализ мелкомасштабных топографических карт. Наличие разноориентированных линеаментов в структуре ЗСП и их связь с тектоническими нарушениями отмечается многими исследователями [5–8] и др. В особенностях рельефа,

[1] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; tvertat@geol.msu.ru

структурную природу которого доказывает геометрическая «правильность» расположения долин и водоразделов Западно-Сибирской аккумулятивной равнины, отражена в первую очередь структура чехла, но в определенной степени и фундамента ЗСП. При равенстве литологического фактора речные долины фактически являются структурно-эрозионными системами (СЭС), заложенными по ослабленным зонам, обычно отвечающим зонам концентрации деформаций (ЗКД) разного кинематического типа. Водораздельные возвышенности отвечают относительно более монолитным растущим положительным структурам. Крупные реки Западно-Сибирской равнины текут на север и ориентированы в меридиональном или северо-западном направлении, но есть и субширотные участки долин. В общей морфоструктурной организации рельефа территории (за исключением краевых зон ЗСП) характерна именно широтная зональность, выраженная в наличии Васюганской и Сибирско-Увальской водораздельных гряд и разделяющих их аккумулятивных равнин.

В структуре ЗСП по основным СЭС выделяются линеаментные зоны субмеридиональной, северо-западной и субширотной ориентировки (см. рис.). Субмеридиональные ЗКД сосредоточены в Приуральской зоне и в северной части плиты. Это Западно-Ямальская, Обской губы, Усть-Енисейская, Лозьва-Сосьвинская, Мало-Обская, Надымская, Пурская, Средне-Тазовская, Нижне-Енисейская, Верхне-Тобольская, Убаган-Тобольская, Нижне-Иртышская, Ишимская зоны. Наиболее крупными ЗКД северо-западного направления являются характерные для юго-восточной части ЗСП Верхнеиртышская, Верхнеобская и Верхнеенисейская. Крупные широтные ЗКД – Северная, Салехардско-Туруханская, Среднеобско-Вахская, Северо-Казахстанская. Главные граничные Енисейская и Приуральская зоны отделяют ЗСП от Сибирской платформы и Уральского складчатого сооружения соответственно. На юге граница ЗСП со складчатым обрамлением выражена сочетанием разноориентированных ЗКД. Во внутренней части ЗСП основные ЗКД выражены крупными СЭС долин рек Обь, Иртыш, Тобол. Перечисленные структуры определяют деление ЗСП на Ямало-Гыдангский, Сибирско-Увальский, Западный, Васюганский и Юго-восточный блоки (см. рис.).

Более детальный морфоструктурный анализ линеаментов рельефа позволяет существенно детализировать эту общую картину и наметить дополнительно целую сеть структурных линий различных направлений. Линеаменты трассируются как по эрозионным системам, так и отвечают своеобразным координационным линиям изменения

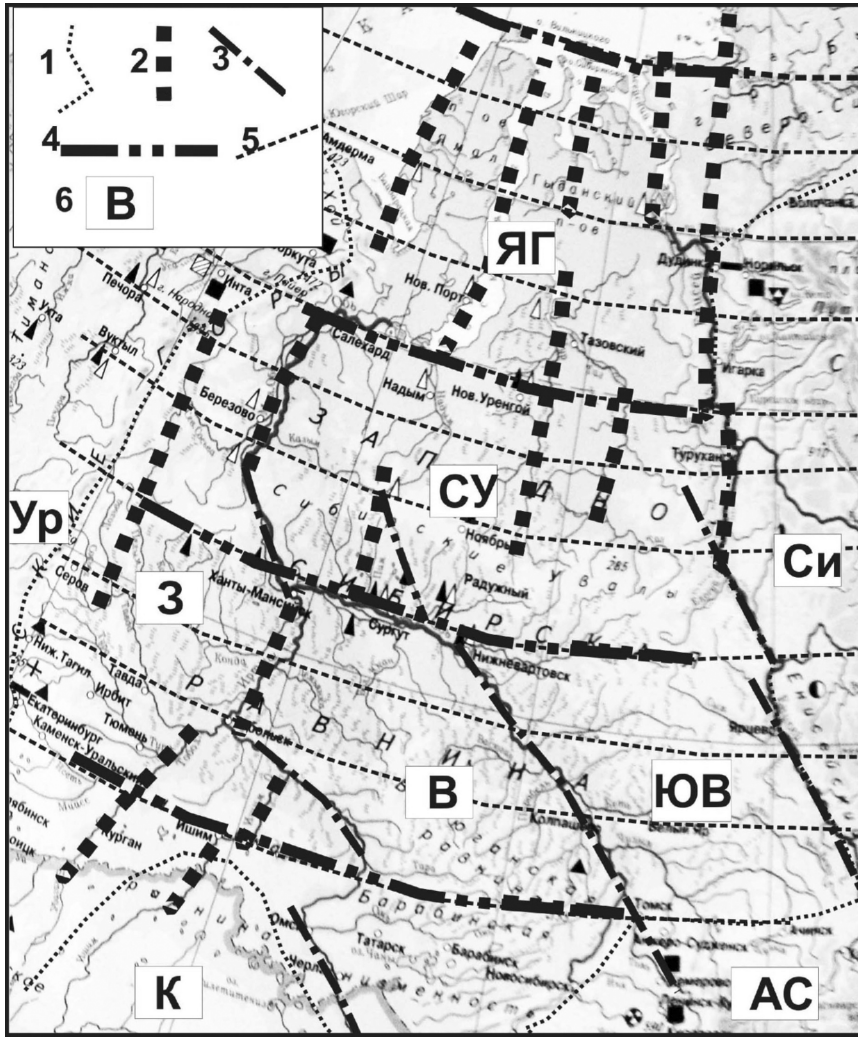


Рис. Схема современных зон концентрации деформаций Западно-Сибирской плиты.

1 – граница Западно-Сибирской плиты; *2–5* – зоны концентрации деформаций: *2–4* – главные: *2* – меридиональные, *3* – северо-западной ориентировки, *4* – широтные; *5* – координационные линеаменты широтной ориентировки; *6* – основные блоки: Западно-Сибирская плита: ЯГ – Ямало-Гыдангский, СУ – Сибирско-Увальский;.З – Западный; В – Васюганский, ЮВ – Юго-Восточный; обрамление плиты: Ур – Уральский, Си – Сибирский, К – Казахстанский, АС – Алтае-Саянский

направлений рек и их притоков. Наиболее четко трассируются субширотные линеаментные зоны, что уже неоднократно отмечалось многими исследователями [9] (см. рис.). При пересечении субширотными координационными зонами меридиональные СЭС обычно усложняются, смещаются или заканчиваются. Координационные зоны выделяются в системах структур северо-западного и северо-восточного простирания.

Особенностями крупных блоков ЗСП является их асимметрия в меридиональном и широтном направлениях. У «меридиональных» блоков (Уральский и Сибирский) более крутыми являются западные склоны и более пологими – восточные. У «широтных» блоков более крутыми являются южные склоны, более пологими – северные. Учитывая динамику вращения Земли, можно предполагать, что асимметрия «меридиональных» блоков связана с проявлением сил Кориолиса. Асимметрию «широтных» блоков нельзя объяснить действием этого фактора. Более вероятно, что причиной асимметрии «широтных» блоков являются полюсобежные силы. «Широтные» блоки как бы последовательно надвигаются друг на друга с севера на юг. В формировании асимметрии меридиональных блоков (учитывая надвиговый характер соотношений Уральского блока с Восточно-Европейским (или Верхоянского с Сибирским)), можно предполагать аналогичный механизм.

По выраженности в СЭС можно достаточно обоснованно предполагать современную кинематику основных выделенных ЗКД различного простирания. Субмеридиональные ЗКД в подавляющем большинстве своем выражены структурами отрывного типа. Зоны северо-западного простирания в юго-восточной части плиты также имеют существенную компоненту растяжения. Наиболее крупные широтные ЗКД и расположенные между ними относительно поднятые блоки соответствуют системе структур сжатия. Диагональные (северо-западного и северо-восточного направления) координационные зоны являются, скорее всего, сдвиговыми структурами. Кинематическая природа четкой системы широтных координационных зон проблематична. По выраженности они напоминают сдвиговые, по сути – входят в систему структур сжатия. Учитывая то, что Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн характеризуется уменьшенной мощностью земной коры и в этом смысле его можно сопоставлять со структурами океаническими, систему широтных линеаментов можно отождествить с системой трансформных разломов океанской литосферы.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.

2. *Конторович В.А.* Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 253 с.

3. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф.Г. Гурари, В.П. Девятов, В.И. Демин и др. Новосибирск, 2005. 156 с.

4. Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности // Сб. докл. Всероссийск. научн. конференции с участием иностранных ученых / Ред. А.Э. Конторович, А.М. Брехунцов. Тюмень – Новосибирск, 2008. 243 с.

5. *Гринев О.М.* Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: STT, 2007. 434 с.

6. *Писецкий В.Б., Рещиков Д.Г.* Принципиальные элементы в схеме блоковой динамики Западно-Сибирского мегабассейна // Литосфера. 2009. № 3. С. 87–90.

7. *Филиппович Ю.В.* Новая концепция тектонического строения фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 51–62.

8. *Репин А.Г.* О кайнозойской рифтовой системе на севере Западной Сибири // Советская геология. 1988. № 12. С. 78–65.

9. *Буш В.А.* Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. 1983. №4. С. 14–25.

А.В. Тевелев[1]

Структурные и тектонические последствия расширения сильно гравитирующей планеты

Введение. Многократно предлагавшиеся модели расширения Земли с физическим увеличением ее размеров (200 % и более) не кажутся адекватными из-за проблем с непостижимо большой плотностью исходной планеты (45 г/см^3 и более), которой не отвечают никакие известные в настоящее время материалы. Вторая причина, за-

[1] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; arctevelev@rambler.ru

ставляющая скептически относиться к таким построениям, это отсутствие явного механизма расширения. Что заставляет Землю или любую другую планету раздуваться как воздушный шар? Что происходит при этом с веществом и структурой планеты? За счет чего уменьшается ее плотность, если вещество в недрах Земли остается прежним? Существующие модели на эти вопросы не отвечают.

Постоянная Хаббла и параметр Хесса. В основании этого исследования лежит попытка сравнить реальные параметры смещения (дрейфа) объектов на Земле с космологическими константами. Действительно, вне зависимости от того, существует реальное раздувание Земли или не существует, мы ясно видим, что определенные точки на поверхности Земли отодвигаются друг от друга, и даже можем измерить, с какой скоростью это происходит. Не будем искать никакого фантастического механизма увеличения объема Земли, а просто предположим, что Земля – достаточно крупный космический объект, в котором может проявляться космологическое расширение пространства. То есть, несколько наивно предположим, что какие-то точки на поверхности Земли заметно удаляются друг от друга только потому, что они далеко друг от друга находятся. Давайте вспомним, каким образом характеризуется процесс расширения в космологии. Описание процесса базируется на том, что при однородном расширении или раздувании пространства любые две точки на любой прямой будут расходиться друг от друга, и скорость расхождения будет линейно зависеть от расстояния между точками. Главным параметром здесь будет как раз этот коэффициент, показывающий, насколько увеличивается скорость расхождения при увеличении расстояния на единицу длины. В космологии этот коэффициент называется *постоянной Хаббла* (H), он равен, примерно, 70 км/сек на 1 мегапарсек расстояния. В абсолютных единицах $H = 2{,}3\times10^{-18}$ с$^{-1}$. Если бы Земля изменялась в объеме с параметрами расширения Вселенной, ее нынешний диаметр увеличивался бы примерно на 1 км за млн лет, т.е. на величину, подозрительно похожую на характерные амплитуды изменения рельефа ее поверхности.

Опишем в тех же терминах расширения океанов – тех объектов поверхности Земли, относительно скоростей разрастания которых есть вполне определенные сведения. Предположим, что океаны растягиваются однородно. Зная их размеры и скорости расширения, можно вычислить константу этого расширения, аналогичную постоянной Хаббла в космологии. Назовем ее *параметром Хесса* и вычислим для разных океанов. Оказывается, что в ультра-медленных океа-

нах (главным образом субширотных) параметр Хесса приближается к постоянной Хаббла (~5×10^{-18}с$^{-1}$ для Западно-Индийского океана), а в более скоростных океанах параметр Хесса превышает постоянную Хаббла на два порядка. Известно, что в ультра-медленных хребтах расширение уже оторвано от компенсирующих тектонических процессов, т.е. расширение, сказывающееся в аномально грубой морфологии ультра-медленных хребтов, не проявляется в регулярном строении самих «спрединговых» центров. Это может быть хорошим признаком того, что космологическое расширение крупных планет – или фрагментов планет – само по себе не запускает там «плитные» тектонические процессы, а компенсируется более или менее пассивным образом.

Жизнь Земли и граничные условия модели. Поскольку космологическое расширение однородно, все равно, относительно какой точки его измерять. Начнем с центра Земли. Понятно, что чем дальше от центра – тем интенсивнее расширение, скорость которого зависит от расстояния. Поверхностные оболочки будут разрастаться сильнее глубинных (что, вообще говоря, соответствует распределению плотности пород по радиусу Земли). Как мы приняли в начале, несмотря на заметное разрастание поверхностных оболочек, изменения объема Земли в целом не происходит, ее средняя плотность остается постоянной, но при этом, разыгрывается тот сложный комплекс процессов, которые мы называем геодинамическими. Единственной причиной стабилизации размеров Земли является гравитация. Земля, как наиболее плотная планета солнечной системы со своеобразным полем деформаций во внешних оболочках, развивается скорее в условиях сжатия, чем расширения. Подобный режим локального гравитационного сжатия на фоне общего расширения характерен для всех крупных объектов Вселенной – звезд, звездных скоплений, галактик, галактических скоплений, и является основой их функционирования. Может быть, он начинается уже с крупных массивных планет. Гравитационная компенсация, сдерживание бесконечного разрастания, действует заметным образом по направлению силы тяжести, вертикально, и в меньшей степени – в горизонтальном направлении.

Механизмы и следствия. Важным, и по своему удивительным фактом является то, что во всех океанах с субмеридиональными спрединговыми хребтами параметр Хесса по сути одинаков. Если с некоторой снисходительностью отнестись к условностям его определения для реальных объектов, его величина (в субширотном направлении) близка к 1 см/год на 1000 км. Это обозначает, что динамиче-

скую эволюцию вдоль-широтной приповерхностной оболочки Земли можно представить как однородное растягивание единого литосферного листа. В своей большей части, в пределах ложа океанов, он горизонтален и относительно свободно латерально разрастается, а в субдукционных зонах лист свертывается, провисает иногда до нижней мантии и как раз в этих областях и таким способом реализуется гравитационная компенсация общего расширения.

Если последовательно придерживаться единого взгляда на вещи, следует разобраться, почему параметр Хесса в этом случае намного больше постоянной Хаббла и какие последствия это имеет. Похоже, что растягивание приповерхностного «листа» и гравитационное стягивание (как поясом) поверхности Земли, предотвращающее разбухание ее размера – это две стороны единого процесса. Возможно, что именно потому, что компенсация расширения всей Земли происходит за счет свертывания только поверхностного слоя, и приводит к тому, что скорости здесь увеличиваются. Динамическое равновесие этой системы поддерживается видимо тем, что при большей скорости расширения увеличивается параметр Хесса для поверхностного растягивающегося листа, он сильнее свертывается и глубже провисает, сильнее стягивая внутренние оболочки планеты.

Мы не знаем, насколько уникален этот механизм компенсации, по вполне правдоподобным предположениям его важным элементом является присутствие свободной воды на поверхности Земли. Если этот механизм не работает, расширение планеты и сопутствующие ему тепловые эффекты компенсируются, скорее всего, общим радиальным сжатием поверхности и вертикальным выдавливанием плотностных и реологических неоднородностей.

Таким образом, если развитие Земли представлять себе как результат космологического расширение в условиях сильной гравитации, можно подобрать подходящие механизмы и локальные условия такой эволюции. Мы можем предполагать, что «распухание» Земли гравитационно компенсируется свертыванием ее внутреннего пространства – изгибами в областях субдукционных зон и расслаиванием литосферы. Субдукционные зоны в этом случае – это огромные наклонные или даже лежачие складки нагнетания с осевым срывом. структурно-тектоническими последствиями такой модели развития Земли являются, помимо свертывание ее расширяющихся оболочек (почти спирального облика, типа рукавов галактик), фрагментация литосферы на домены с разным динамическим режимом и образование относительно пологих разделов в ее недрах.

Д.Е. Тетерин[1], Е.П. Дубинин[2], А.В. Кохан[3], Е.С. Курбатова[3]

Рифтогенные бассейны центральной части моря Скоша

Море Скоша располагается в пределах обширной плиты на стыке Южно-Американской, Антарктической, Тихоокеанской и Африканской плит. Непосредственно плиту Скоша можно разделить на три разнородных участка. Ее западная часть сформирована океанической литосферой, образованной на палеоспрединговом хребте Западном Скоша. В рельефе она выражена Западной котловиной моря Скоша. Восточная ее часть сформирована океанической литосферой, образованной на активном задуговом спрединговом хребте в тылу Южно-Сандвичевой зоны субдукции. В рельефе она выражена Восточной котловиной моря Скоша. Наиболее проблематичным является генезис литосферы и морфоструктур центральной части котловины моря [1, 2].

Центральная часть плиты Скоша состоит из ряда блоковых поднятий с предположительно континентальной корой различной степени утонения и разделяющей их системы бассейнов и котловин. Все они характеризуются различным рельефом поверхности дна и отражением в геофизических полях.

Рельеф южной части региона сформирован цепочкой блоков с глубинами вершинной поверхности от 1300–1400 до 1800 м. Плато Дискавери характеризуется глубинами в 1300–1600 м, плато Брюс – 1600–1800 м, Плато Пири – 1500–1700 м. Вершинная поверхность плато Дискавери и Брюса сильно расчленена грабенообразными впадинами глубиной 200-400 м и разбита на отдельные небольшие блоки. В пределах данных блоков наблюдаются выровненные морской абразией вершинные поверхности и отдельные вулканические горы с глубинами до 900–1500 м. Блок плато Пири характеризуется плоской выровненной вершинной поверхностью. В целом строение блоков асимметричное – с юга их структуры срезаются сбросовыми стенками разломов сдвиговой зоны южной окраины моря Скоша, а противоположная часть полого опускается к поверхности окружающих котловин. К северу и западу от плато Брюс наблюдаются крупные, краевые поднятия изометричной формы, отделенные от основных структур плато широкими пологосклонными грабенами глубиной 200–400 м.

[1] ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского, Москва, Россия
[2] Музей Землеведения МГУ, Москва, Россия; dubinin@mes.msu.ru
[3] Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kkkkk1987@mail.ru

Плато Пири и Брюс отделяются друг от друга котловиной Дове с глубинами дна в 3600–4600 м. Согласно данным [3] котловина сформирована океанической корой, аккреция которой происходила в пределах рифтовой зоны в ее центральной части. В пределах бассейна Иглс с соавторами [3] выделяют систему симметричных линейных магнитных аномалий субмеридионального простирания от С16 до С18. Погружение коры на месте котловины началось около 50 млн лет назад. Разрыв сплошности коры и начало спрединга они относят к этапу 40–41 млн лет назад. Спрединг продолжался до времени 35–36 млн лет назад и происходил с ультрамедленной скоростью порядка 13–14 мм/год. По другой модели [4] раскрытие бассейнов южной части Моря Скоша происходило в период 10–14 млн лет назад. В рельефе осевой части котловины фиксируется гребневидная возвышенность гребня Гевара высотой 1–1,5 км. В северной его части наблюдается система линейных грабенов глубиной до 300–400 м. Морфологически рельеф северной части котловины Дове напоминает регион столкновения продвигающегося рифта с пассивной континентальной окраиной. Удинцев с соавторами [2] предполагают, что данный гребень имеет приразломную взбросовую природу.

Плато Брюса и Дискавери отделены друг от друга бассейном Скан. Его плоское дно располагается на глубинах 2500–3000 м и сформировано отложениями контуритовых осадочных дрифтов. Южная часть бассейна служит естественным проходом для холодных придонных водных масс моря Уэдделла. Согласно данным [5] мощность аккумулятивных образований в пределах плато достигает 500–800 м. Предположительно, его раскрытие происходило в тылу отмершей зоны субдукции Джейн, располагавшейся к востоку от плато Дискавери, в период 10–14 млн лет назад [4],

Рельеф региона к северу от 59° с.ш. сформирован значительно более погруженными и расчлененными плато и котловинами неясного генезиса. В северо-западной части рассматриваемого региона располагается система грабенов и поднятий под общим названием возвышенности Геттинген. В ее центральной и южной частях располагаются блоковые возвышенности, с вершинными поверхностями на глубинах 2,5–3,2 км. Они разделены системой грабенов субширотного простирания с глубинами дна 3,2–3,7 км. Южная часть возвышенности расчленена крупным грабеном Поляртерн с крутыми бортами высотой до 1,5 км и максимальными глубинами дна в 4–4,5 км. Грабен отделяет от основного массива возвышенности крупное поднятие субширотного простирания [2].

Южнее возвышенности Геттинген располагается холмистая равнина сформированная системой пологосклонных поднятий и впадин, ориентирующихся по азимутам 0°, 45° и 320–330°. Вершинные поверхности данных форм располагаются на глубинах 2800–3200 м. В 400–500 км восточнее располагается субширотное блоковое поднятие Сев. Плато Брюса. Его вершинная поверхность располагается на отметках 2300–2600 м. От плато Брюса его отделяет засыпанный осадками прогиб шириной 200–300 км и глубиной дна около 3200–3400 м. От возвышенности Геттинген данный блок отделяется изометричной котловиной Шота с глубиной дна в 4000–4500 м [2].

В котловине Шота и в прогибе, разделяющем Южное и Северное плато Брюса, наблюдаются слабо выраженные линейные магнитные аномалии субширотного простирания. Баркер с соавторами [1] интерпретируют их как миоценовую последовательность аномалий возрастом 10–20 млн лет. Иглс [6] интерпретирует их как последовательность мезозойских аномалий М7–М20. Согласно предположению Баркера данный участок коры сформировался в результате задугового спрединга в тылу действовавшей южнее субдукционной зоны. Гипотеза Иглса заключается в следующем. Данный фрагмент коры является блокированным аллохтоном коры моря Уэдделла. При этом меньшая глубина дна в его пределах связана с последующим термическим «обновлением» – внедрением расплавов по разломам образованным в ходе рассеянного растяжения как отголоска спрединга на расположенных к западу и востоку спрединговых системах. Удинцев с соавторами [2] выдвигают гипотезу о формировании системы линейных аномалий в результате серпентинизации данного блока коры или внедрения базальтовых расплавов в ходе его погружения, также в результате рассеянного растяжения.

Вдоль западной границы Центральной части моря Скоша располагается блок Сев. плато Дискавери. Его вершинная поверхность располагается на глубинах 1800–2000 м. От основного плато Дискавери блок отделяется грабеннообразным понижением с глубиной дна около 2200–2500 м. Еще севернее располагается система блоков с глубинами дна вершинных поверхностей в 2600–2800 м с пологими засыпанными осадками склонами и системой пологосклонных впадин глубиной 200–400 м. Здесь, как и в бассейне Скан, осадочный покров сформирован отложениями контуритов глубинных течений.

Можно предложить предварительную типизацию морфоструктур региона в зависимости от характера их коры. Блоки плато и возвышенностей, вероятно, обладают континентальной корой различной

степени утонения, испытавшей погружение различной амплитуды. Данные морфоструктуры являются погруженными реликтами обширного континентального массива [2]. Максимальная толщина коры характерна для плато Пири, Брюс, Дискавери и Сев. плато Дискавери. Меньшая толщина коры характерна для Сев. плато Брюс. Дно котловины Дове и центральной части котловины Шота сформированы океанической корой, Участки бассейна Скан и прогиба разделяющего северное и южное плато Брюса отличаются значительной мощностью осадочного покрова, их кора также, вероятно, обладает океаническим генезисом.

Литература

1. *Barker P., Dalziel I., Storey B.* Tectonic development of the Scotia arc region // The Geology of Antarctica. Oxford: Clarendon Press, 1991. P. 215-248.
2. *Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др.* Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 66-90.
3. *Eagles G., Livermore R., Morris P.* Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway // Earth Planet. Sc. Lett. 2006. V. 206. P. 343-353.
4. *Maldonado A., Balanyá J., Barnolas A. et al.* Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Mar. Geophys. Res. 2000. V. 21, N 1. P. 43–68.
5. *Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F. et al.* Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // Palaeog. Palaeocli. Palaeoec. 2003. V. 198. P.187–221.
6. *Eagles G.* The age and origin of the central Scotia Sea // Geophys. J. Internat. 2010. V. 183, N 2. P. 587-600.

В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов[1]

Роль потоков верхнемантийного вещества в перемещении и деформации литосферы

В сжатом виде концепция воздействия потоков верхнемантийного вещества на перемещение и деформацию литосферы сводится к следующему. Плиты «плывут» на потоках подлитосферной мантии в рамках мантийной конвекции, существенно трансформирующейся на уровне верхней мантии. С одной стороны, потоки глубинного вещества, восходящие в суперплюмах из низов мантии, проникают на уровне низов астеносферы под зоны спрединга, обеспечивая перемещение плит в сторону зон субдукции и коллизии [6]. С другой стороны, подавляющее большинство субдуцируемых слэбов продолжается на уровне переходного слоя (~400–700 км) субгоризонтальными высокоскоростные линзами, распространяющимися под континенты [2]. Шпинелевидные силикаты этого слоя способны удерживать гидроксильные группы, которые в дальнейшем могут служить источниками водосодержащих флюидов астеносферы [4]. На востоке Азии они, вероятно, являются источниками внутриплитного литосферного вулканизма [3] и разуплотнения низов коры, вызывающего локальные новейшие поднятия [1].

Для формирования Альпийско-Гималайского орогенического пояса решающее значение имели латеральные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма, который длительно существовал в виде меридионально вытянутой зоны, верхняя часть которой сейчас протягивается от Малави до Красного моря, а нижняя проецируется на Южную Африку. Латеральные потоки от него достигают на севере Большого Кавказа, а на северо-востоке Тянь-Шаня под утолщённой литосферой Индийской плиты и Высокой Азии. До начала кайнозоя части Гондваны, оказывавшиеся над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленявшиеся гондванские фрагменты подхватывались такими латеральными потоками и перемещались в северных и северо-восточных румбах в составе новообразованной океанской литосферы Тетиса. Там океанская литосфера субдуцировала, и возникавшие слэбы переходили на глубинах 400–700 км в горизонтальные высокоскоростные линзы. Гондванские фрагменты причленялись к Евразии, и зоны субдукции перемеща-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

лись в их тыловые части. Их прежнее положение отмечено сутурами, аккреционными телами и проявлениями магматизма. Следы Палео-, Мезо- и Неотетиса фиксируют стадии этого процесса.

Такой «талассократический» режим воздействия верхнемантийных течений на литосферу изменился на орогенный в эоцене, когда Тетис закрылся и произошла коллизия гондванских плит с Евразией, что замедлило их дрейф. Но астеносферные потоки продолжили прежние движения и распространились дальше в северных румбах, достигнув в конечном счёте северных окраин современного орогенического пояса [5]. Перерабатывая структуру верхней мантии будущего пояса, астеносферные потоки обогащались водосодержащими флюидами, прежде концентрировавшимися в слое 400–700 км. Активизированные таким образом потоки воздействовали на литосферу пояса. Во-первых, в участках локальной декомпрессии литосферы, включая низы коры, возникали магматические очаги, которые проявились вулканизмом [7], а в Памиро-Гималайском сегменте пояса также грандиозным по масштабу гранитообразованием, продолжавшимся до миоцена [5]. Во-вторых, потоки обеспечивали проникновение в литосферу подвижных и, прежде всего, флюидных компонент астеносферы. Под их воздействием произошли метаморфические преобразования, деструкция и размягчение литосферы [1]. Последнее сделало возможным её интенсивные деформации и усилило её тектоническое расслоение, обеспечившее большие латеральные перемещения. Положение зон вулканизма, деформаций и смещений отмечает распространение и ориентировку астеносферных потоков. Анализ расположения структур разного кинематического типа приводит к выводу, что в олигоцене и раннем миоцене наибольшее сжатие коры и, соответственно, движение потоков было направлено на север-северо-запад, в конце раннего и среднем миоцене – на северо-восток, а в позднем миоцене – вновь на север-северо-запад [5].

Деформации и смещения приводили к локальному утолщению коры и образованию выраженных в рельефе поднятий, которые за редкими исключениями были не выше среднегорных ($\leq$1500 м). К началу плиоцена деформационные, метаморфические и магматические явления привели к общей консолидации земной коры, под которой стали развиваться две группы процессов. Во-первых, отслоенная и деструктированная литосферная мантия стала погружаться и замещаться более лёгким астеносферным веществом, что выразилось в подъёме кровли астеносферы, разуплотнении и понижении скоростей сейсмических волн в верхах мантии. Во-вторых, при воздейст-

вии астеносферных флюидов метабазиты низов коры и переходного коро-мантийного слоя испытали ретроградный метаморфизм, что привело к разуплотнению этих слоев и изменению положения поверхности М. Разуплотнение верхов мантии и низов коры вызвало в течение последних 2–4 млн лет быстрое изостатическое поднятие земной поверхности [5]. Оно только на части пояса, но и там лишь частично, было обусловлено усилением коллизионного сжатия. Высота поднятий, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Сформировались современные горные системы и высокие плато, в предгорных и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса. С этими преобразованиями связаны отчасти и мантийные землетрясения вне зон современной субдукции [8].

Плиоцен-четвертичное усиление горообразования отмечено также на северо-востоке Азии [1], юге Сибири, западе Северной и Южной Америки. Эти процессы отчасти обусловлены региональными коллизионными условиями, но могут быть связаны с закрытием Тетиса. Во все стадии развития на его северо-восточном (в современных координатах) фланге существовали зоны субдукции, компенсировавшие спрединг. Индийский океан, который частично взял на себя роль Тетиса, лишён таких зон на всём протяжении от Кипра до Андаманской дуги. Это могло изменить глобальный баланс плит.

Неотектонический этап, начавшийся в олигоцене и достигший экстремальных проявлений в последние 4–2 млн лет, не уникален. С.С. Шульц и Ю.Г. Леонов рассматривали его как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20–40 млн лет, которые обусловили традиционное деление складчатых систем на альпиды, герциниды, каледониды и т.д. Орогенным этапам свойственны морские регрессии, широкое распространение коллизионных обстановок, усиление вертикальных движений и горообразование. Их можно рассматривать как проявления автоколебаний энергетической системы Земли, периодически накладывающиеся на конвективную плейт-тектоническую систему и приводящие к её частичной перестройке.

Исследования поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии» и № 9 «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ» и грантом РФФИ 11-05-00628-а.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.

2. *Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.

3. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.* Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.

4. *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

5. *Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М.* Эволюция центральной части Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1.

6. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Астеносферные потоки как источник перемещения и деформации литосферы // Современная геодинамика. Методы и результаты. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 185–190.

7. *Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. V. 199. P. 177–192.

8. *Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M.* Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis // Proc. of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Assoc. Thessaloniki: Aristotle Univ. Sci. Annals of the School of Geology. 2010. Spec. V. 99. P. 51–56.

В.А. Трофимов, Ю.А. Романов, В.Т. Хромов[1]

Сводный геотраверс «МЕМОТАТУР»: тектонодинамические критерии нефтеносности крупных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы

В 2007–2009 гг. проведен уникальный геолого-геофизический эксперимент – создание сводного глубинного геотраверса «Южный Урал – Волго-Камская антеклиза – Московская синеклиза – Мезен-

[1] ОАО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых», Москва, Россия

ская синеклиза»*. Этот геотраверс, протяженностью около 3 тыс.км, пересек ряд крупных тектонических элементов, нефтеносные (в т.ч. через Ромашкинское месторождение-гигант), слабоизученные и бесперспективные территории. Целевым назначением работ являлась выработка глубинных критериев прогноза нефтегазоносности недр.

Идея создания единой модели строения земной коры от Урала до Московской синеклизы высказывалась нами ранее и стала одним из аргументов, обосновывающих проектируемый в те годы, а теперь уже известный геотраверс «Татсейс». Для реализации этой идеи и увязки геотраверсов «Татсейс» и «Урсейс» между ними был отработан региональный профиль №8. В результате, из этих трех профилей была создана основная часть сводного геотраверса.

Затем по инициативе специалистов Агенства «Роснедра» к планируемому сводному геотраверсу были добавлены региональные профили IV и 3 (III), пересекающие соответственно Московскую и Мезенскую синеклизы. Так, коллективными усилиями был спроектирован сводный геотраверс, проходящий по значительной территории Восточно-Европейской платформы (рис. 1). В дальнейшем по предложению С.В. Богдановой он получил наименование «МЕМОТАТУР» (МЕзенская синеклиза – МОсковская синеклиза – ТАТсейс – УРсейс).

Поставленная задача по выработке глубинных критериев нефтегазоносности решалась путем создания сейсмической, геолого-геофизической и геодинамической моделей. Их анализ и сопоставление показали, что характер геофизических полей, строение и геодинамика земной коры в районах крупных скоплений углеводородов существенно отличаются от соседних территорий, где месторождения углеводородов не обнаружены. Рассмотрим основные из этих отличий.

1) По данным глубинной сейсморазведки МОГТ под нефтяными месторождениями Южно- и Северо-Татарского сводов и Предуральского прогиба наблюдаются наклонные отражатели, рассекающие всю земную кору и имеющие тектоническую природу. Эти отражатели интерпретируются как глубинные взбросо-надвиги и свидетельствуют о формировании структуры коры в обстановке сжатия (рис. 2). В верхней части фундамента наклонным отражателям, повидимому, соответствуют субвертикальные динамические аномалии, а в осадочном чехле нарушения флексурно-разрывного характера.

* Работа выполнялась ФГУП «ИГиРГИ» по Госконтракту с Департаментом по недропользованию по Приволжскому ФО

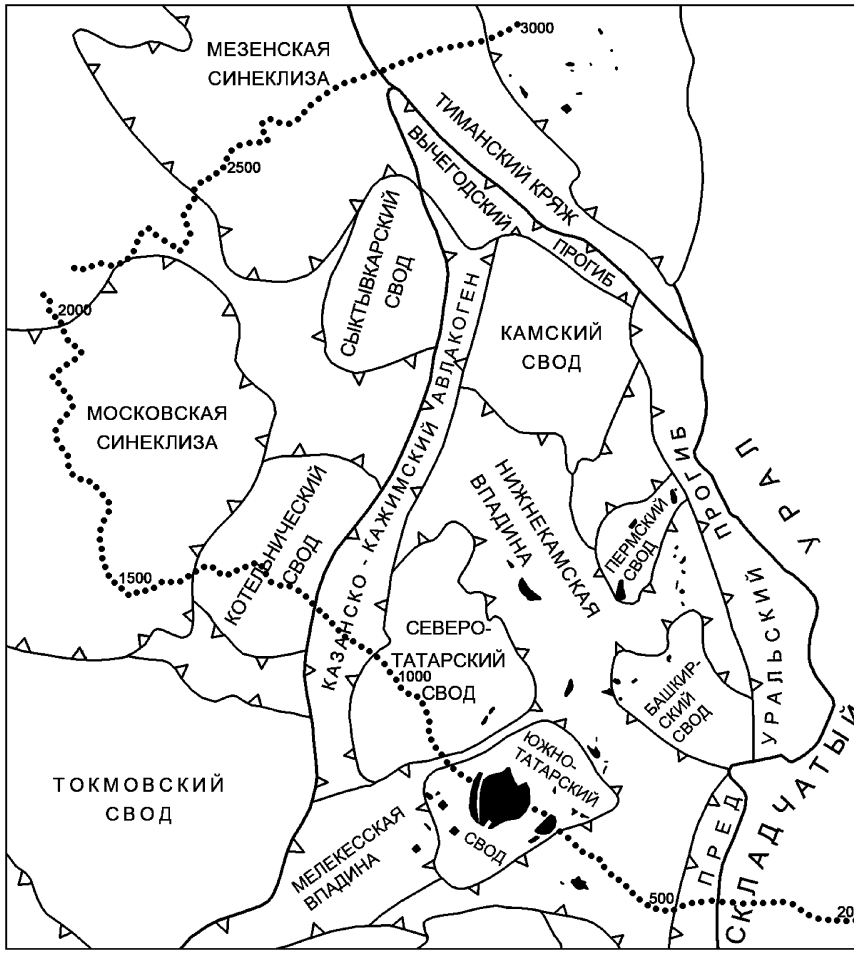


Рис. 1. Схема сводного геотраверса «МЕМОТАТУР»

В ряде случаев эти отражатели входят в верхнюю мантию. В пределах Котельнического свода и Московской синеклизы наклонные отражатели выделяются, но противоположного наклона, меньшей протяженности и с намного меньшей отражающей способностью.

Характер границы Мохо также меняется: в Московской синеклизе и на Котельническом своде эта граница слаба и ведет себя достаточно плавно, погружаясь в юго-восточном направлении от 48 до 54 км; в «нефтяной» части геотраверса эта граница четко выделяется по подошве расслоенной нижней коры и имеет более сложное строение: на

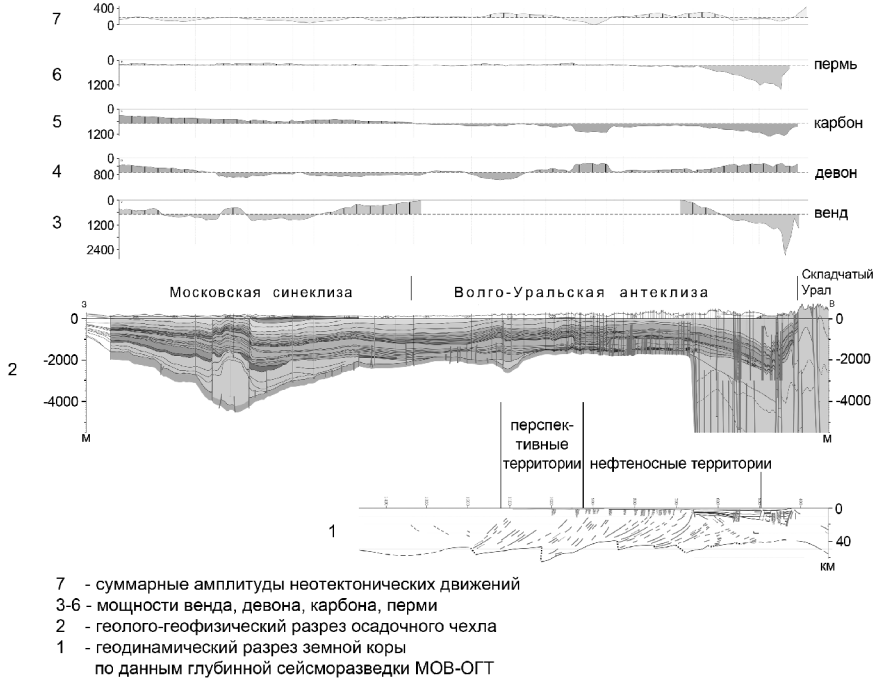


Рис. 2. Тектонодинамические критерии нефтегазоносности недр

фоне моноклинального подъема наблюдаются резкие изменения глубины, сопряженные с зонами входа наклонных отражателей в верхнюю мантию.

Все это указывает на необычный, скорее всего нарушенный характер и коры, и мантии в районах крупных месторождений углеводородов.

2) Выявленные сейсморазведкой взбросо-надвиги неплохо корреспондируются с разломно-блоковой структурой фундамента, определенной А.В. Постниковым в основном по петрографическим данным, и зонами гидротермальной и гипергенной переработки фундамента, что говорит о древнем заложении этих разломов.

3) В течение последующей геологической истории эти разломы неоднократно подновлялись, о чем свидетельствуют результаты анализа палеогеодинамической обстановки (анализа мощностей стратиграфических подразделений) в пределах отдельных тектонических элементов, пересекаемых сводным геотраверсом (рис. 2, графики 3–6).

4) На неотектоническом этапе более высокой активностью также характеризуются территории с доказанной нефтеносностью (рис. 2, график 7). Важным фактом является регистрация ощутимых толчков силой до 5–6 баллов в районах разрабатываемых нефтяных месторождений, а также отображение залежей в параметрах нестабильности гравитационного поля.

На основе выявленных критериев обоснована западная граница Волго-Уральской НГП, разработаны рекомендации на проведение дальнейших нефтепоисковых работ на слабоизученных территориях Московской и Мезенской синеклиз, обоснован новый подход к поискам нефти в рифей-вендском комплексе. Вместе с тем, для надежного использования полученных результатов в практике нефтегазопоисковых работ на слабоизученных территориях России, в первую очередь, в Восточной Сибири, требуется проведение дальнейших обобщающих геолого-геофизических работ.

В.А. Трофимов, В.Т. Хромов, Ю.А. Романов[1]

Взбросо-надвиговые деформации осадочного чехла внутренних частей Восточно-Европейской платформы и их роль в формировании нефтегазоперспективных зон и новых типов поисковых объектов

В последние годы все больше появляется сведений о широком развитии внутриплитных разрывных нарушениях осадочного чехла. Их выявление и трассирование по площади важно в связи с приуроченностью к ним сложнопостроенных ловушек нефти. В представленном докладе мы хотим акцентировать внимание на взбросо-надвиговых деформациях.

Жигулевский надвиг ограничивающий с севера Жигулевско-Пугачевский свод и сопряженный с ним Жигулевский вал, вдоль которого расположена цепочка нефтяных месторождений был выявлен по данным глубокого и структурного бурения [1]. Доказанная его амплитуда (Карлово-Сытовская площадь) составляет 696 м и может

[1] ОАО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых», Москва, Россия; vatgeo@yandex.ru

достигать 844 м (Зольненская площадь), а горизонтальное перемещение в районе Самарской Луки оценивается в 8 км (Шурунов, 2000 г.). Фронтальная часть надвига от Жигулевско-Самарских дислокаций прослеживается далеко на восток в северную часть Бузулукской впадины. В плане нарушение имеет выпуклую в северном направлении дугообразную форму. Данные региональной глубинной сейсморазведки подтверждают наличие разлома, но характеризуют его как крупный взбросо-надвиг, связанный с границей Мохо.

Интерпретация данных глубинной сейсморазведки в Кировской области по региональному профилю, пересекающему Казанско-Кажимский авлакоген в субширотном направлении в северной его части (Гавриловская площадь), позволяет провести определенную аналогию с Жигулевским взбросо-надвигом. Несмотря на невысокую динамическую выразительность, на сейсмическом временном разрезе по профилю, часть которого была отработана с увеличенной до 16 сек. длиной записи, в земной коре на временах 11–13 сек. выделяется субгоризонтальная расслоенная зона. Нижняя ее граница (на временах 12–13 сек) может быть отождествлена с горизонтом М. Выше во временном интервале 4–9 сек преобладают наклонные отражения, заметно выполаживающиеся с глубиной.

Тектоническое нарушение четко выделяемое по горизонтам осадочного чехла в интервале 7,5–8,0 км (t_o = 0,2–1,0 с) приурочено к восточной части авлакогена и имеет наклон в восточном направлении. На больших временах (до t_o = 6–7 с), что соответствует глубинам (20–25 км), это нарушение проявляется в динамике записи и имеет тенденцию к выполаживанию. Вероятно, на больших глубинах оно примыкает к нижней, субгоризонтально расслоенной земной коре. Над горизонтом М в интервале профиля 27–32 км, как и в Самарской области, наблюдается динамическая аномалия, что может свидетельствовать о значительных перспективах нефтегазоносности восточного борта Казанско-Кажимского авлакогена.

Несмотря на невысокую динамическую выразительность весь облик временного разреза свидетельствует о формировании тектонической структуры района в обстановке горизонтального сжатия, а описанное выше нарушение является крупным взбросо-надвигом. Это подтверждается наличием подобных, но меньшей амплитуды нарушений в интервалах профиля 12,0–13,0 км и 20–21 км.

Таким образом, выявление сейсморазведкой на севере Кировской области взбросо-надвиговой структуры глубинной природы, имеющей сходное строение с Жигулевским надвигом, существенно изменяет воз-

зрения на тектонику района и позволяет более целенаправленно проводить нефтепоисковые работы. А учитывая, что подобные структуры в Волго-Уральской провинции не единичны, необходимо более детальное изучение их строения и роли в размещении и формировании месторождений углеводородов.

В.В. Трощенко[1]

Ритмичное сложение осадочных формаций – ключ к познанию палеотектоники областей сноса

Ритмичность гранулометрического состава осадочных толщ, в том числе угленосных, являлась предметом оживленных дискуссий на протяжении многих лет. Для объяснения этого феномена некоторыми исследователями (Г.А. Иванов [1] и др.) был предложен особый механизм короткопериодических колебательных движений дна бассейна седиментации на фоне общего опускания (волновая теория), который казался особенно привлекательным ввиду возможности его математизации с разложением на гармонические составляющие, хотя предложить удовлетворительное объяснение природы такого механизма не удалось. Следует отметить, что, кроме вышеупомянутого, предлагались и другие варианты, например, механизм ритмичного осадконакопления, предложенный французским учёным П. Прюво [2] и заключающийся в пульсирующем, т.е. прерывистом характере опускания дна бассейна, однако его гипотеза, получившая наименование «гипотезы Прюво», поддержки в научных кругах не получила, тогда как волновая теория приобрела на долгие десятилетия статус неколебимой догмы.

В обоих случаях ошибка заключается в стремлении объяснить практически все особенности осадка палеогеографическими и палеотектоническими условиями исключительно бассейна или территории осадконакопления, в то время как в действительности в формировании литологического профиля разреза принимают участие, помимо климатических условий, как минимум три относительно независи-

[1] Учреждение Академии наук России Институт аридных зон Южного научного центра РАН; 344006, пр. Чехова, 41, Ростов н/Д, Россия; vtrosh@ssc-ras.ru

мых палеотектонических фактора – тектонический режим области осадконакопления, тектонический режим областей сноса кластического (в том числе и органического) материала, а также эвстатические колебания уровня моря, по всей видимости, также обусловленные тектоническими движениями дна океана, но в более удаленных областях (т.е. тектоноэвстатические). В связи с этим приходится признать, что на литологию осадка, в первую очередь на его гранулометрический состав, наибольшее влияние оказывает не глубина бассейна осадконакопления и удалённость от берега, а процессы, происходящие в областях сноса, обусловленные темпом воздымания континентальных блоков и энергетикой водных потоков, которые авторами фациальных теорий практически игнорируются. В самом деле, какова бы ни была глубина водоема, если из области сноса поступает только пелитовый материал, то состав образующихся осадков никак не может быть псаммитовым или псефитовым, и наоборот. На это, казалось бы вполне очевидное обстоятельство указывали в разное время такие исследователи как Л.Б. Рухин и В.С. Попов [3, 4], но их выводы были проигнорированы сообществом литологов-фациальщиков.

Логическая ошибка, допускаемая Г.А. Ивановым и его последователями [5, 6], заключается в том, что хотя тщательно разработанная им гипотетическая схема ритмичного осадконакопления с миграцией береговой линии была задумана всего лишь как вероятное объяснение механизма образования гранулометрических ритмов, в дальнейшем само существование этих ритмов стало восприниматься как доказательство верности самой гипотезы, несмотря на наличие в предложенной схеме никак не объяснённых противоречий. В самом деле, уголь и известняк, которые согласно гипотезе Иванова являются полными антагонистами, в гранулометрическом профиле угленосной толщи Донбасса занимают одну и ту же позицию, а зачастую прямо соседствуют в разрезе, в полном соответствии с законом Головкинского-Вальтера, хотя угли, в отличие от известняков, должны были бы, согласно той же гипотезе, занимать место среди наиболее грубозернистой части разреза. Зигзагообразное залегание ритмично сложенных толщ, согласно схеме Иванова, не только нигде не обнаружено, оно невозможно даже теоретически из-за неизбежного эрозионного и абразионного размыва слоёв ранее отложенных осадков в процессе миграции береговой линии, и это только два из многих ошибочных положений. Давно доказано [7, 8], что угольные пласты, как и другие элементы осадочных ритмов, являются образованиями изохронными, т.е. образовались одновременно на всей территории

своего распространения. Тем не менее, на протяжении многих десятилетий эта схема, обретшая статус теории, прочно завладела умами нескольких поколений геологов вместе с неотделимой от неё теорией автохтонного торфоугленакопления.

Процесс накопления мощных осадочных толщ ритмичного сложения представляется следующим [9, 10].

Для формирования мощной осадочной (в том числе угленосной) толщи необходимым условием является наличие двух более или менее близко соседствующих участков земной поверхности, один из которых (область осадконакопления) испытывает устойчивое прогибание, а другой (область сноса), одновременно, устойчивое воздымание относительно базиса эрозии.

Чтобы осадконакопление в области прогибания было ритмичным, воздымание области сноса должно происходить в пульсирующем (прерывистом) режиме, когда за фазой относительно интенсивного воздымания, при котором энергия водных потоков достигает максимума, и в бассейн седиментации поступает всё более грубозернистый материал, следует фаза относительного покоя, длительность которой достаточна для нивелирования рельефа и накопления в бассейне седиментации вначале слоёв пород с убывающей размерностью зёрен, а затем более или менее мощной залежи фитомассы (при благоприятных климатических условиях вегетации и замкнутом характере бассейна седиментации) или, при других условиях осадконакопления, органогенных, а также хемогенных или эвапоритовых минеральных отложений. Возобновление восходящих движений в области сноса сопровождается выносом всё более грубозернистых осадков, захоронением уже отложенной органики, из которой впоследствии формируется угольный пласт, т.е. получается завершённый ритм.

В областях сноса, когда энергия водных потоков низка, торфяники различных типов – низинных, верховых и переходных – размываются вместе с минеральным субстратом и свежими растениями, но минеральные компоненты вместе с неразложившимися крупными растительными фрагментами подвергаются ближнему переносу, тогда как торфяная масса, диспергированная течением воды, благодаря своему низкому удельному весу, достигает конечного бассейна седиментации и образует залежь измельченной органики, которая представляет собой исходный материал угольного пласта.

О прерывистом характере восходящих орогенных движений можно судить по областям современных восходящих движений в районах развития мощных дислоцированных карбонатных толщ на мор-

ских побережьях, подверженных действию приливно-отливных колебаний уровня моря, где каждая остановка восходящего движения фиксируется развитием горизонтального карста – системы пещер, образующихся в интервале высотных отметок между максимальным и минимальным уровнями моря, независимо от залегания слоёв известняков, а также абразионных ниш на поверхности береговых скал. Так, на морском побережье Северного Вьетнама в карбонатном массиве девон-карбон-пермского возраста, испытывающем современное воздымание, прослеживаются несколько ярусов горизонтальных пещер на высотах 5–6 м над уровнем моря (наиболее молодые), 15–18 м (второй ярус) и выше, вплоть до отметок в несколько сот метров. В других областях, испытывающих поднятие, где сочетание легкорастворимых пород и морских приливов отсутствует, прерывистый характер процесса фиксируется многоярусным строением речных террас, каждая из которых соответствует положению базиса эрозии, сформировавшегося при одной из остановок процесса воздымания [11, 12].

Литература

1. *Иванов Г.А.* Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л.: Наука, 1967. 407 с. *Pruvost Pierre.* Sedimentation et subsidence. Centensire de la Societe Geologique de France, Livre jubilaire 1830–1930. Paris, 1935. T. II.
3. *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
4. *Попов В.С.* Геотектонический режим образования угленосных формаций // Угленосные формации и их генезис (тез. докл. IV Всесоюз. угольного совещания). М.: 1970. С. 19–30.
5. *Одесский И.А.* Волновые движения земной коры. Л.: Недра, 1972. 208 с.
6. *Тимофеев П.П.* Эволюция угленосных формаций в истории Земли. Труды Геологического института. Вып. 557. М.: Наука, 2006. 204 с.
7. *Войновский-Кригер К.Г.* О ширине углеобразующей зоны // Сов. геология. 1949. Вып. 36. С. 24–34.
8. *Черновьянц М.Г.* О ширине зон угле- и карбонатообразования в Донбассе // Сов. геология. 1981. № 4. С. 27–33.
9. *Трощенко В.В.* Модель процесса аллохтонного угленакопления как основная для паралических угольных бассейнов // Вестник Южного научного центра РАН. 2006. Т. 2. № 3. С. 33–41.
10. *Трощенко В.В.* К механизму формирования ритмичности осадочных формаций // Геодинамические и генетические модели рудных месторождений: Сборник научных статей / Отв. ред.-составитель В.И. Щеглов. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 274–280.
11. *Орлова А.В.* Блоковые структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 232 с.

12. *Geyl W.F.* Morphometric analysis and the world-wide occurrence of stepped erosion surfaces // The Journal of Geology. 1961. V. 69, № 4. P. 388–416.

М.И. Тучкова[1], С.Д. Соколов[1], Г.Е. Бондаренко[2], И.О. Галускина[3], С.М. Катков[1]

Триасовые отложения Южно-Анюйской сутуры: строение, состав, деформации

Образование Южно-Анюйской сутуры обусловлено столкновением Азии и Гиперборейской плиты (Арктиды) и является типичным примером коллизионной структуры. Она протягивается от восточной части моря Лаптевых до Восточной Чукотки и на всем протяжении маркируется мезозойскими терригенными породами с фрагментами офиолитов. В пределах сутуры присутствуют деформированные отложения верхнего триаса и верхней юры – нижнего мела. Осадочные комплексы залегают в виде серии тектонических пластин преимущественно северной вергентности [1, 2]. Триасовый возраст осадочных комплексов установлен на основании немногочисленных находок фауны карнийского яруса и корреляции их с фаунистически датированными отложениями Чукотского микроконтинента.

Наиболее полный разрез терригенных отложений триаса наблюдается в береговых обрывах р.Уямканды, где они разделены на нижнюю и верхнюю толщи [1]. Согласно другой точке зрения [3], в бассейне р.Уямканды развиты только верхнеюрско-нижнемеловые отложения. Исследования последних лет, проведенные лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон ГИН РАН, позволяют утверждать, что выделенное на геологических картах поле «триасовых» отложений ЮАС характеризуются разновозрастными комплексами осадочных пород. Южная часть выходов в береговых обрывах рек Ангарки и Уямканды у их слияния относится к триасу, а северная – к отложениям верхней юры и нижнего мела. Среди последних встречаются терригенные меланжи с блоками пород с триасовой

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; tuchkova@ginras.ru, sokolov@ginras.ru, sergkat@yandex.ru
[2] «Роснефть», Москва, Россия; g_bondarenko@rosneft.ru
[3] Силезский Университет, Сосновец, Польша; irina.galuskina@us.edu.pl

фауной. Принадлежность отложений к разным осадочным бассейнам определяется литологическими и геохимическими методами. В докладе также обсуждаются обстановки осадконакопления, палеогеография бассейнов и вопросы межрегиональной корреляции.

Надвиги и тектонические покровы северной вергентности в Южно-Анюйской сутуре осложнены структурными формами встречной, южной вергентности: взбросами, надвигами, складками слоистости с кливажем осевой плоскости [4–6]. Основная фаза коллизии Чукотки и Сибири происходила в раннем мелу с формированием продольных правых сдвигов [6]. В отложениях триаса коллизионные деформации представлены двумя разновозрастными этапами: ранним, связанным с формированием надвиговой структуры и поздним, связанным с формированием компрессионных правых сдвигов [4, 7].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-00074, 11-05-00787 Научной школы НШ-7091.2010.5, Госконтракт № 14.740.11.0190.

Литература

1. *Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф.* К вопросу обоснования Южно-Анюйского прогиба // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1972. С. 152-161.

2. *Бычков Ю.М., Соловьев Г.И.* Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений верховьев р. Большой Анюй // Нижний мезозой правобережья р. Колымы и северо-западной Камчатки. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. С. 3-24.

3. *Сеславинский К.Б.* Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 56-68.

4. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана // Автореф. дис. ... докт. геол-мин. наук. М., 2004. 45 с.

5. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.

6. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.* Тектоническая модель Южно-Анюйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. 640 с.

7. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations and principal tectonic events // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: A tribute to L.Parfenov, Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser.4. P. 201-221.

А.М. Фазлиахметов[1]

Бассейн седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала

Многолетние исследования девонских островодужных комплексов Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала [3, 4, 6 и др.] проводились практически без привлечения литолого-седиментологических методов. Это лишило их полноты, но оставило перспективную возможность выявления особенностей седиментации и строения осадочных бассейнов в областях древнего островодужного вулканизма.

Улутауская свита (живет – нижняя часть франа [4]) распространена в ЗМЗ практически повсеместно. Ее накопление протекало в губоководной впадине, ограниченной с востока активной Магнитогорской, а с запада – потухшей подводной раннеэйфельской Ирендыкской островными дугами [5] (рис). Ложе впадины осложнялось позднеэйфельскими вулканами, сформированными в процессе спрединга, расколовшего Ирендыкскую островную дугу к востоку от ее осевой зоны [1, 2]. Поступление во впадину вулканогенно-обломочного материала из областей активного вулканизма (с востока) происходило посредством турбидных и обломочных потоков. Формировалось несколько глубоководных конусов выноса, которые, перекрывая и сменяя друг друга по простиранию, сливались в один протяженный обломочный шлейф мощностью до 2000 м [8].

Строение конусов выноса основания улутауской свиты сложное, что обусловлено расчлененным рельефом, сформированным в эйфельском веке (рис). Путь турбидным и обломочным потокам преграждали позднеэйфельские вулканические постройки. Выявлено, что на восточном склоне одной из них (Карамалыташской) в начале живетского века накапливались максимальные объемы обломочного материала. Мощность конуса выноса составляет здесь 600 м, а на западном склоне постройки, всего в нескольких км западнее – 300 м. В пределах Ирендыкской островной дуги кластика в начале живетского века накапливалась только в межвулканических понижениях.

Строение глубоководных конусов верхней части улутауской свиты более простое. Их мощность меняется постепенно на расстоянии нескольких десятков километров. Это обусловлено слабо расчлененным рельефом – эйфельские вулканы уже были погребены.

[1] Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия; famrb@mail.ru

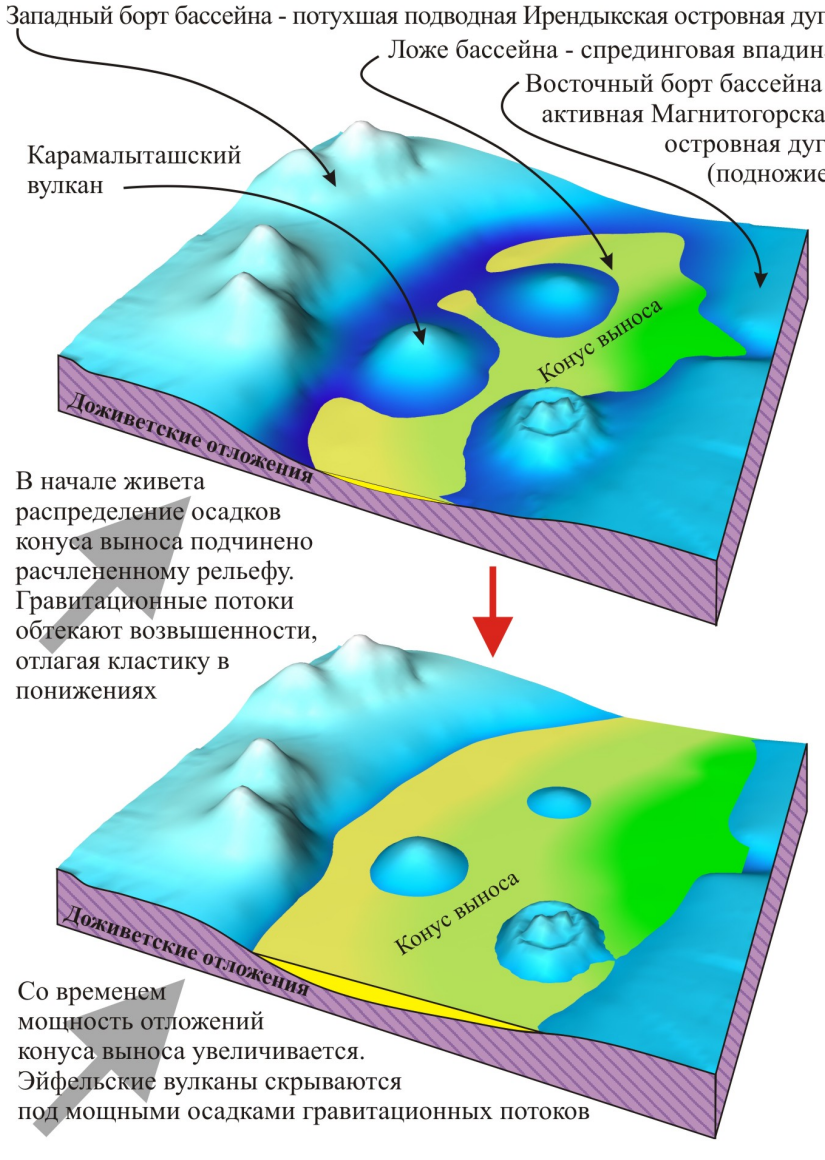


Рис. Строение бассейна седиментации улутауской свиты и эволюция одного из конусов выноса ее основания

Таким образом, западный борт бассейна седиментации улутауской свиты и его центральная часть оставались на протяжении живетского и начала франского веков тектонически пассивными. В глубоководных условиях протекало накопление обломочного материала, причем его распределение контролировалось сложно расчлененным рельефом. Обстановки седиментации начала живетского века во многом были обусловлены предшествующими тектоническими и вулканическими процессами.

Вулканическая и тектоническая активность восточного борта бассейна (Магнитогорской островной дуги) в живетском и начале франского веков была максимальна. Это обусловило большую мощность улутауской свиты и лавинную скорость седиментации [7]. Наличие нескольких конусов выноса объясняется частыми и существенными перестройками в областях вулканизма. Например, появлением новых и разрушением старых вулканов, тектоническими деформациями и другими процессами, преобразующими рельеф и, следовательно, меняющими положение областей мобилизации и направление путей транспортировки кластики.

Литература

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

2. *Косарев А.М.* Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.

3. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.

4. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

5. *Маслов В.А., Черкасов В.А., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. 217 с.

6. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

7. *Фазлиахметов А.М.* О причинах лавинной седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ. 2011. № 1. С. 19–21.

8. *Фазлиахметов А.М.* Условия седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2011. № 2. С. 42–52.

Т.Н. Хераскова, Ю.А. Волож, М.П. Антипов, В.А. Быкадоров[1]

Типы осадочных бассейнов континента Балтика (Восточно-Европейского кратона), их эволюция и история развития

Типизация осадочных бассейнов континента Балтика необходима для построения тектоно-седиментационной модели и обоснованной оценки перспектив нефтегазоносности отдельных бассейнов. Под «осадочным бассейном» нами понимается выраженная в современной структуре впадина (бассейн породообразования) на коре любого типа, заполненная недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депоцентре не менее 0,5 км и теоретически характеризующаяся (объединенная) единой флюидно-гидродинамической системой. Для типизации осадочных бассейнов континента Балтика была использована классификация, предложенная Ю.Г. Леоновым, Н.П. Чамовым [Осадочные бассейны, 2004].

Для типизации отдельных бассейнов, понятия причин крупных структурных перестроек в их пределах, рассмотрена история их возникновения и развития на фоне эволюции и корреляции событий всего континента Балтика и обрамляющих палеоокеанических бассейнов. Для выполнения поставленной задачи составлена серия из 11 тектоно-седиментационных карт, охватывающих период времени с позднего венда до ранней перми. Параллельно составлен календарь событий.

Начиная с раннего рифея (1650–1350 млн лет) вдоль восточной и юго-восточной окраины Балтики начинают формироваться осадочные бассейны Тимано-Прикаспийской рифтогенной континентальной окраины, образования которой в современной структуре доступны наблюдению в Тимане, Башкирском антиклинории и южной части Азовского выступа, частично в Пачелмском авлакогене. В Башкирском антиклинории в составе раннерифейской бурзянской серии преобладают терригенные отложения, в основании грубообломочные, включающие трахибазальты с возрастом 1615–1608 млн лет, выше преимущественно углеродисто-глинистые с прослоями доломитов.

В противоположность этому на самом континенте в раннем рифее, в его северо-западной части существовали отдельные осадочные бассейны, близкие к орогенным впадинам, в которых спорадически накапливались терригенные комплексы молассоидного облика, комагматич-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; kheraskova ginras.ru, yvolozh@yandex.ru, antipov@yandex

ные гранитам рапакиви с возрастом 1650–1550 млн лет [Bogdanova et al., 2001]. Отличительной их особенностью является присутствие в качестве второстепенных членов вулканитов базальт-риолитового состава возрастом 1600–1540 млн лет, приуроченных к локальным зонам растяжения вдоль разломов северо-западного простирания. Формирование впадин было связано с коллизионными процессами, происходящими в это время вдоль северо-западной окраины континента.

В более южных и центральных частях платформы в это же время формировались отдельные эпиконтинентальные бассейны, в которых накапливались преимущественно кварцевые песчаники скелетного типа.

Около 1400–1350 млн лет назад, в мезопротерозое (конце раннего – среднем рифее) территория континента Балтика подверглась интенсивной деструкции и рифтогенезу. Эта крупная структурная перестройка была обусловлена импульсами процессов растяжения при дальнейшем развитии рифтогенной континентальной окраины и океанического бассейна кадомид (доуралид, тиманид) на восточной и юго-восточной окраинах Балтики. В пределах континента Балтика в это же время также проявились интенсивные процессы растяжения и возникла система листрических сбросов, контролирующих осадконакопление в Мезени, Камско-Бельской зоне и Центрально-Прикаспийском геоблоке, где в это время возникли осадочные бассейны внутреннего шельфа Тимано-Прикаспийской пассивной окраины. В это же время возникли крупные грабены субмеридионального простирания – Мезеньские и Пачелмский авлакогены. Из-за процессов среднерифейского рифтогенеза территория южной части Волго-Уралии и Центрально-Прикаспийский блок были раздробленны на ряд частей.

В неопротерозое (позднем рифее около 1000 млн лет назад) в результате гренвильской орогении сформировался суперконтинент Родиния [Li et al., 2008]. Балтика вошла в состав этого суперконтинента и располагалась в его окраинной юго-восточной части. При этом территория Тимано-Прикаспийской рифтогенной окраины вошла в состав пассивной окраины Родинии. Распространение рифейских отложений предполагается по геофизическим данным в основании осадочного чехла Центрально-Прикаспийской депрессии, где их мощность, видимо, достигает 2000–4000 м. Это указывает на то, что рифейские осадочные бассейны в Тимане, Камско-Бельской зоне, Башкирском антиклинории, Прикаспии представляли собой осадочные бассейны пассивных окраин континентов, рифтогенные периконтинентально-океанические осадочные бассейны.

В более северных районах Балтики верхний рифей (1000–650 млн лет) залегает в виде чехла резко несогласно на всех более древних образованиях, в том числе и на кристаллическом фундаменте и рифтогенных комплексах нижнего–среднего рифея, и характеризует крупный эпиконтинентальный бассейн застойного типа эпигренвильского осадочного чехла суперконтинента Родиния [Bogdanova et al., 2008].

На этапе 850–800 млн лет, по всеобщему признанию, начался этап раскола и распада суперконтинента Родиния. Скифия, по всей вероятности, в это время отделялась от Балтики океаническим пространством. Об этом свидетельствуют офиолиты Южного Урала с возрастом 804 (Re-Os) и 882 (Sm-Nd) млн лет [Самыгин, Буртман, 2009].

На этапе 750–630 млн лет продолжился распад суперконтинента Родиния. Заложение и раскрытие палеоокеана Япетус привело к отделению Лаврентии от Амазонии, и около 650 млн лет назад от Балтики. С этого времени возник самостоятельный континент Балтика. Параллельно раскрывавшемуся Япетусу возникла Среднерусская система авлакогенов и Абдулинский авлакоген, образовались линейные осадочные бассейны областей экстремального растяжения. В них накапливались пестроцветные терригенные молассоидные осадки мощностью до 1500 м, резко выклинивавшиеся за пределами прогибов. Иногда они сочетаются с вулканитами основного и кислого состава (дайки, силлы, отдельные потоки). Характерны туфовые вулканы. Встречаются подводно-оползневые накопления типа диамиктитов, приуроченные к подножиям тектонических уступов.

Этап 570–550 млн лет (эдиакарий, поздний венд) характеризуется тектоническими процессами, описанными как панафриканская, кадомская, бразильская, байкальская, тиманская складчатости. В это время возник новый суперконтинент Палеогондвана. Масштабные аккреционные процессы охватили также и значительную часть окраин Балтики. На востоке возникла покровно-складчатая область кадомид (тиманид). В этот же период происходит коллизия Балтики и Скифии и формирование в результате этого фронта деформаций. Вдоль фронта кадомид начали формироваться осадочные бассейны краевых прогибов, заполненные терригенными отложениями. В современной структуре лучше всего сохранился Предтиманский (Вычегодский) и в Северном Прикаспии.

С позднего венда на континенте Балтика начинает формироваться плитный комплекс осадочного чехла. При этом осадочные бассейны, существовавшие в восточной части Балтики и Прикаспийском ре-

гионе в конце докембрия и раннем кембрии были близки к осадочным бассейнам фронтальных систем коллизионных поясов.

Начиная со среднего кембрия и до конца силура, на территории Балтики развивались осадочные бассейны, характерные для синеклиз (осадочные бассейны Московской и Балтийской синеклиз). Территория Прикаспийского региона в течение ордовика – силура также входила в состав обширного шельфового бассейна, который по своему строению и развитию был сходен с осадочными бассейнами синеклиз древних платформ. Особенностью этого бассейна было положение на краю континента, в зоне растяжения и сочленения структур Палеоазиатского океана и Палеотетиса. Предполагается тройная точка сочленения рифтов. Из наиболее восточной ветви рифтов впоследствии возник Уральский палеоокеан. В субширотном направлении от тройной точки сочленения развился Тугаракчанский рифтогенный бассейн с интенсивным базальтовым вулканизмом. Такое местоположение между разнонаправленными зонами субдукции, вероятно, обусловило и специфику дальнейшего развития этой территории.

В конце силура начинаются коллизионные процессы на северной периферии Палеотетиса. Эти процессы привели в дальнейшем к формированию складчатого пояса на южном обрамлении Прикаспийской впадины. В среднем девоне началось тектоническое скучивание, покровообразование и формирование олистостром в Сакмарской зоне Урала, что привело к дифференциации тектонических движений в прилегающих районах Прикаспия и Волго-Уральской области. В эмсе началось формирование Прикаспийской впадины как интенсивно и дифференцированно погружающейся топодепрессии. При этом впадина развивалась в виде продолжения на юг-юго-запад Лемвинского бассейна Урала. С этого времени Прикаспийский бассейн начинает приобретать черты своеобразного окраинного бассейна или впадины на внешнем шельфе и континентальном склоне Присакмаро-Вознесенского окраинного бассейна с корой океанического типа. Осадочный бассейн, существовавший на территории Прикаспийской впадины в течение среднего девона – франского века позднего девона, обнаруживает наибольшее сходство с окраинными бассейнами, приближенными к континенту в активных континентальных окраинах конвергентного типа.

В живете произошло окончательное закрытие палеокеана Япетус. На его месте сформировался каледонский ороген, объединивший Балтику и Североамериканский кратоны в единый континент Лавруссию. Каледонский орогенез проявился на территории Балтики

общим воздыманием в конце живета, перерывом в осадконакоплении и структурной перестройкой осадочных бассейнов. *В позднем девоне* усилились процессы сжатия покровообразования в Присакмаро-Вознесенском бассейне Урала. В результате в Лемвинский и Сакмарский бассейны начинают поступать огромные массы аллохтонного терригенного материала. Одновременно усилились процессы прогибания и растяжения в восточной части (современные координаты) Балтики. Видимо поэтому на рубеже среднего и позднего девона произошли процессы рифтогенеза, приведшие раскрытию Урало-Арктического бассейна и к заложению Баренцевоморского бассейна, который представлял собой, как и Прикаспийский бассейн, прогадацию на север Тимано-Печорского и Лемвинского бассейнов.

В фамене Прикаспийская впадина была изолирована от Уральских бассейнов с корой океанического типа. Это привело к возникновению застойных явлений, появлению битуминозных осадков и накоплению мангано-кальцитовых карбонатов, позднее доломитизированных. С этого времени начинается превращение Прикаспийского бассейна из окраинно-континентального во внутриконтинентальный.

В раннем карбоне Прикаспийский бассейн развивался в сложной геодинамической обстановке. Его восточный борт (современные координаты) находился под воздействием сжатия и коллизионных событий на Урале. В то же время, его юго-западная окраина, примыкающая к Донбасс-Туаркырской рифтовой системе, испытывала тенденцию к растяжению и погружению. По всей вероятности, именно это обстоятельство обусловило рост рифовых построек на северо-западном борту Прикаспийского бассейна и в пределах Актюбинско-Астраханской зоне поднятий в конце девона – раннем карбоне и башкирском веке. В целом раннекаменноугольный Прикаспийский осадочный бассейн можно отнести к внутриконтинентальной впадине с редуцированной континентальной корой.

В конце карбона коллизионные и орогенические процессы на кавказской и уральской окраинах Балтики завершились формированием Кавказского и Уральского покровно-складчатых сооружений и коллизией с Казахстанским континентом. Результатом этих событий стало окончательное оформление в конце карбона самостоятельного, морфологически изолированного Прикаспийского внутриконтинентального глубоководного бассейна. Его развитие в этот период проходило в обстановке сжатия и интенсивного привноса терригенного материала как со стороны Балтийского щита, так и со стороны растущих герцинских орогенических поднятий. Из-за этого Прикаспий-

ская впадина начала пиобретать черты осадочного бассейна областей горообразования.

Литература

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ред Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

Самыгин С.Г., Буртман В.С. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем // Геотектоника. 2009. № 2. С. 57-77.

Bogdanova S., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T., Kozlov V., Puchkov V. and Volozh Yu. The East European Craton ("Proto-Baltica") in Pre-Rodinian and Rodinian times // Precam. Res. 2008. N 1-2.

Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of tHe East European Craton: 40 Ar/39Ar geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. V. 339. N 1. P. 39-66.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. The Geodinamic Map of Rodinia: A synthesis // Precam. Res. 2008. V. 160, N 1-2. P. 179-210. Appendix 1 (online).

Р.К. Шакуров[1]

К вопросу происхождения линейных мобильных зон осадочного чехла востока Восточно-Европейской платформы

Впервые линейные зоны аномально увеличенной толщины кыновских и пашийских отложений на юго-востоке Восточно-Европейской платформы были установлены на территории Башкирии. В последующем аналогичные структуры были выявлены в пределах республики Татарстан, Пермского края, Самарской и Оренбургской областей.

На сегодняший день в пределах восточной части Восточно-Европейской платформы известны так называемые грабенообразные прогибы или линейные мобильные зоны – ЛМЗ [5]. Во временном интервале они известны со среднего девона до ранней перми. Сам тер-

[1] Институт геологии УНЦ РАН, Россия, 450000, г. Уфа, ул. К.Маркса, 35а; Rushan-nur@mail.ru

мин ЛМЗ объединяет и грабенообразные прогибы, и собственно грабены, и зоны горстовидных поднятий, а также их отрезки, которые выражены лишь в палеоплане.

На происхождение ЛМЗ установилось среди большинства исследователей мнение – они являются производными тангенциального растяжения. По [29] данные структуры определяются пульсационным характером тектонических движений, причем пульсации носят глобальный характер. В качестве примера проявления активизации рифтовых зон в раннесреднедевонскую глобальную эпоху растяжения Е.Е. Милановский приводит восточную окраину Восточно-Европейской платформы. По мнению [5], подтверждением может служить характер тектонического развития юго-восточной части Пермского края в палеозое. Здесь выделено 13 ЛМЗ. Длина их варьирует от коротких (10–12 км) до весьма протяженных (до 150 км). Ширина составляет 0,5–1,5 км. Наиболее изученными являются Дороховско-Урмантауская, Шуртанская, в меньшей степени Низайская, Курбатовская, Тавдинская, Иликовская ЛМЗ. Лишь по пермским отложениям изучены Атерская, Леунская, Бажинская, Камышловская, Казаковская, Темсская, Поляковская ЛМЗ. Простирание указанных ЛМЗ северо-западное, за исключением Темсской и Курбатовской ЛМЗ, вытянутых в субмеридиональном направлении. ЛМЗ четко выделяются по реперу НГК в виде узких депрессионных прогибов. В структурном плане артинского яруса сохранились лишь отдельные фрагменты в пределах Атерской, Тавдинской, Казаковской, Дороховской, Низайкой, Шуртанской ЛМЗ [5].

В кыновско-живетское и саргаевско-турнейское время было дифференцированное воздымание Уфимского плато. В саргаевско-турнейских отложениях наблюдается [5] некоторое уменьшение толщины по линии, примерно соответствующей зоне глубинного разлома, установленного по материалам глубинного сейсмического зондирования. С окского времени начинает наиболее четко проявляться северо-западное простирание, когда предшествующее воздымание территории Уфимского плато сменилось интенсивным погружением, продолжавшимся, по крайней мере, до начала кунгурского века [5]. Полосы уменьшенных и увеличенных толщин сопряжены с ЛМЗ. Преобладают первые. В серпуховско-башкирское время интенсивность тектонических движений, связанных с ЛМЗ, значительно снизилась. Для окско-московского интервала отмечается [5] сдвинутость линейных полос увеличенных и уменьшенных толщин по отношению к ЛМЗ, установленному по реперу НГК. Условия сжатия, преоб-

ладавшее в окское время (судетско-саурская эпоха сжатия, по Милановскому Е.Е.), и фиксируемые энергичным ростом тектонических структур, к концу московского века значительно ослабевают.

В московско-ассельское время линейное увеличение толщины впервые установлено [5] в пределах Дороховско-Урмантауской ЛМЗ – зоны растяжения фиксируются лишь эпизодически.

В артинско-сакмарское время условия растяжения более сильно проявились. Линейные депрессионные зоны отвечающие им увеличенных мощностей, отмечались в пределах Дороховской, Низайской, Тавдинской ЛМЗ. Именно здесь доказаны разрывные нарушения. Остальные ЛМЗ имеют более древнее время формирования и, вероятно, несколько меньшую дизъюнктивную нарушенность.

Таким образом, нижнепермская эпоха растяжения, наиболее ярко проявившаяся на юго-востоке Пермского края и граничащей с ним с юга Башкирией и востока Свердловской области, характеризуется резкой активизаций линейных зон прогибания, сопровождающейся развитием сбросов, на восточном крыле и надвигов. Ранее существовавшие линейные положительные структурные формы, охваченные на рубеже карбона и перми процессами растяжения, в некоторых случаях превращаются в депрессионные формы (Дороховско-Урмантауская ЛМЗ) [5].

В вопросе генезиса грабенообразных разрывных дислокаций все исследователи единодушны в том, что они были образованы посредством тангенциальных напряжений, которые вызывают расколы в фундаменте. В последующем они испытали растяжение в палеозое.

Особняком стоят объяснения природы объяснения ЛМЗ Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [13]. Эти авторы данные дизъюнктивные дислокации классифицируют как надвиги с крутыми фронтальными поверхностями, выполаживающими с глубиной до субгоризонтального залегания. Формирование данных структур они тесно связывают с эволюцией структуры Урала, развивающей в палеозое исключительно в условиях горизонтального сжатия.

В пределах западной Башкирии выявлены и прослежены по простиранию на десятки километров Сергеевско-Демская, Тавтиманово-Уршакская, Серафимовско-Чекмагушевская, Шарано-Туймазинская, Ишимбайская конседиментационные грабенообразные прогибы со средним азимутом простирания – 37º. Известны на сегодняшний день в пределах Благовещенской впадины по материалам сейсморазведки следующие постседиментационные грабенообразные прогибы: Алайгировский, Кулляровский, Толбазинский, Охлебинино-Карламан-

ский, Загорский, Турбаслинский, Сабитовский, Бардзякульский, Лобовский, Шмидтовский, Жилинский, Уфимский северо-восточного простирания со средним азимутом 20º (СВ). На Башкирском своде и Бымско-Кунгурской впадине (с востока на запад): Усть-Айско-Дороховский, Токаревско-Курбатовский (Кунгакский), Сухоязский, Озеркинский, Уршадинский, Биавашский, Западно-Биавашский, Восточно-Тюйский, Тюйский (Кубиязинский), Аскинский, Степановский, Байкинский, Артакульский, Шавьядинский и Верхне-Карышевский грабенообразные прогибы северо-западного простирания.

Самой продолжительной по длине и хорошо изученной является Сергеевско-Демский грабенообразный прогиб. На восточном крыле Сергеевско-Демского грабенообразного прогиба расположены антиклинальные складки, образованные вследствие тангенциального сжатия, направленного с востока – со стороны Уральской геосинклинали.

Таким образом, все исследователи согласны в том, что грабенообразные линейные структуры образованы (были заложены изначально) вследствие растяжения в земной коре. Но какие силы являются причиной этих растягивающих усилий? Почему они имеют строгую геометрическую форму? Почему простирание одних ЛМЗ строго северо-западное, а вторых – северо-восточное? На эти и другие вопросы ответа ясного еще нет. На некоторые из этих вопросов можно получить ответ в работе [41]. Время образования и простирание ЛМЗ они объясняют ротационным режимом Земли (движением Земли вокруг своей оси и Солнечной системы вокруг центра галактики). Ротационный режим Земли, зависящий от неравномерного движения Солнечной системы по галактической орбите, является той движущей силой, благодаря которой приводится в действие главный источник механической и тепловой энергии, т.е. мантия. Ее перетекание из полярных областей к экваториальному поясу при полярном сжатии и обратно при его уменьшении обусловливает изменение формы земного эллипсоида [40].

В периоды движения Солнечной системы в апогалактии Земля испытывает максимальное полярное сжатие, малая ось ее экватора удлиняется, центральные области континентов, «протыкающихся» малой осью экватора, поднимаются. Вследствие этого краевые зоны этих континентов отходят («оттягиваются») от зон критических меридианов (60º,150º, -120º и -30º), где образуются сколы, превращающиеся затем в грабены и рифты с пологим падением под воздымающиеся континенты. Одновременно с этим северо-западные планетарные разломы, развитые западнее оз. Байкал (экстремальный мери-

диан 105º), открываются, а северо-восточные разломы запечатываются. К востоку от меридиана 105º – наоборот: раскрываются северо-восточные планетарные разломы, а северо-западные разломы запечатываются. Планетарные разломы северо-западного и северо-восточного простираний не трассируются в земной коре в виде непрерывных зон или линий, а локализованы в рамках отдельных секторов, ограниченных критическими и экстремальными меридианами и параллелями. Эти активные круги делят весь земной шар на 48 секторов, в которых диагональные планетарные разломы имеют свою ориентировку. В каждом большом и малом геотектоническом цикле происходит попеременное заложение планетарных разломов субмеридиональной и северо-западной, субширотной и северо-восточной ориентировок [40].

По данным многих исследователей, планетарные диагональные разломы ориентированы, главным образом, в северо-западном (315º) и северо-восточном (45º) направлениях и относятся к трещинам скалывания, образующимся в экспериментах над хрупкими телами. Приведенные предположения и данные свидетельствуют о том, что в формировании тектонических структур Земли изменение ее ротационного режима, обусловленное, главным образом, неравномерным движением Солнечной системы вокруг центра Галактики, имеет первостепенное значение [40].

Литература

1. *Ваксман С.И.* Формирование линейных мобильных зон в осадочном чехле Волго-Уральской провинции // Геология нефти и газа. 1983. С. 15-18.

2. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* О происхождении «грабенообразных» структур на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, №1. С. 186-190.

3. *Милановский Е.Е.* К проблеме происхождения и развития линейных структур платформы // Вестн. МГУ. Сер. геология. 1979. №6. С. 29-58.

4. *Уразаев К.А.* Вращение Земли и геологические процессы. Уфа: РИО БашГУ, 2003. 150 с.

5. *Уразаев К.А., Шакуров Р.К.* К вопросу генезиса грабенообразных прогибов Русской платформы (на примере Башкирии) // Ежегодник ИГ УНЦ РАН. Информационные мат-лы. Уфа, 1994. С. 77-79.

В.И. Шевченко[1]

Чешуйчато-надвиговые дислокации вне подвижного пояса: морфология и вероятный механизм образования

1. Обнаруживаемые на смежных с подвижными поясами платформах сейсмические, микроструктурные, структурные (надвиги, складки) признаки латерального сжатия рассматриваются обычно как отдаленный пространственно результат сближения, коллизии, субдукции литосферных плит. Однако в целом ряде случаев детально изученные надвиговые дислокации, располагающиеся вне подвижных поясов, невозможно интерпретировать таким образом.

2. Выясняется, что эти надвиги, во-первых, развиваются из согласных послойных срывов (рис. 1, 2). Во-вторых, амплитуда смещения по плоскостям таких надвигов уменьшается вниз по падению нарушения, или, что то же, увеличиваются вверх по восстанию (рис. 2).

3. Это означает, что смещается только ограниченная часть слоистой толщи пород, а нижезалегающие слои оказываются несмещенными или смещенными в меньшей степени. Иногда речь идет о недеформированном основании, недеформированном фундаменте надвиговой пластины или пластин.

4. Такая картина указывает, во-первых, на то, что действующие напряжения латерального, продольного (по отношению к плоскостям слоистости) сжатия оказываются резко дифференцированными в направлении поперек слоистости. Максимальные напряжения приурочены к относительно маломощным (десятки, сотни метров, километры) толщам надвинутых слоистых пород. Они не могут быть объяснены латеральным давлением мощных (десятки и сотни километров) литосферных плит. Предположение о том, что давление плиты на других стратиграфических уровнях реализовано сжатием на смежных территориях, остается только предположением. Соответствующие доказательства отсутствуют. Во-вторых, любое латеральное давление на надвиговую пластину с ее тыльной стороны будет в наибольшей степени проявляться в этой тыльной части. Оно будет уменьшаться с удалением от предполагаемого источника давления, т.е. в направлении к фронтальной части пластины, вверх по ее восстанию. Реально наблюдается противоположная картина (см. рис. 2).

[1] Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; shevch@ifz.ru

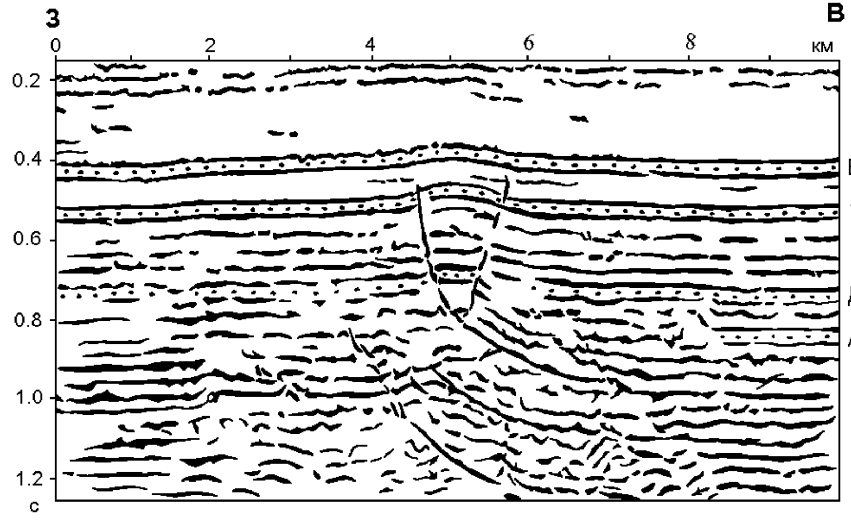


Рис. 1. Сейсмический временн*о*й разрез Западно-Поповской структуры (северный склон Южно-Татарского свода) [13]

Точками показаны основные отражающие границы в осадочном чехле и в докембрийском фундаменте. В – кровля верейского горизонта; У – кровля тульского горизонта; Д – кровля терригенного девона; А – поверхность фундамента. Отмечено выполаживание тектонических нарушений до горизонтального положения (на временах 0.95, 1.1, 1.35 с – ориентировочно глубины оцениваются в 2.0, 2.5, 3.2 км). Ориентировка нарушений при этом совпадает с ориентировкой слоистости

5. Наблюдаемую картину можно было бы объяснить расплющиванием слоистой толщи под нагрузкой вышележащих пород. В результате образуются (по терминологии В.В. Белоусова) надвиги нагнетания. Но в этом случае вниз по падению надвиговые пластины должны сменяться расположенными на том же стратиграфическом уровне зонами расплющивания, разлинзования, будинажа, которые, возможно, будут сопровождаться очагами землетрясений соответствующего типа. Имеющиеся данные прямо противоположны.

6. Сходные морфологически чешуйчатые надвиги и покровы (но б*о*льшего масштаба), являющиеся основным типом дислокаций подвижных поясов, также связаны с напряжениями субгоризонтального сжатия. Для средиземноморской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса это подтверждено механизмами очагов землетрясений пояса. В то же время геодезические (GPS и др.) измерения в Средиземноморье свидетельствуют о том, что ширина пояса увеличивается [8]. Аналогичная ситуация обнаруживается на Большом Кавказе [17] и в Таджикской депрессии [4]. Такое сочетание геоло-

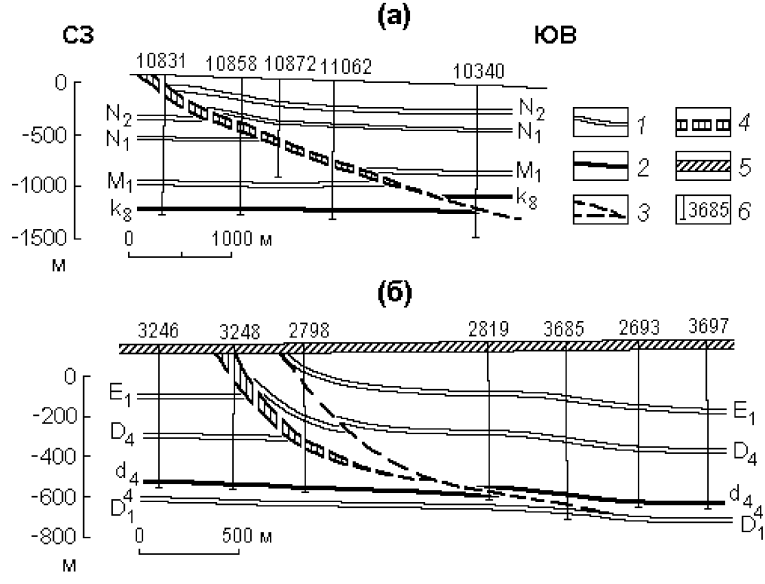


Рис. 2. Морфология Добропольского (а) и Котлинского (б) надвигов Красноармейского района Донбасса [5].

1 – известняки; *2* – угольный пласт; *3* – плоскости смещения пород; *4* – зоны дробления пород; *5* – кайнозойские отложения; *6* – скважины и их номера

гических, сейсмологических и геодезических данных, по нашему мнению, может быть непротиворечиво объяснено только на основе предположения, согласно которому формирование тектонической структуры в перечисленных регионах связано с неравномерным (по разрезу) увеличением объема слоистых пород названных сооружений [15]. Поскольку в результате увеличивается и площадь слоистых пород, они перестают умещаться на ранее занимаемой территории. Формируются надвиги, покровы, складки. По аналогии это предположение можно распространить на сходные морфологически дислокации за пределами подвижных поясов.

7. Предполагается, что увеличение объема слоистых пород связано с привносом в них дополнительного минерального материала восходящими потоками глубинных флюидов [15, 16]. Привнос дополнительного вещества отмечен при формировании некоторых типов слоистых пород [3, 6, 7, 11, 12, 14]. Привнос и увеличение объема породы наиболее наглядно проявляются при цементации обломочных пород [15, 16].

8. Геохимическое изучение слоистого чехла Земли позволяет предположить, в конечном итоге, глубинное, эндогенное происхождение дополнительного материала [1, 2, 9, 10, 18]. Наиболее показательным в этом плане представляется так называемый “кальциевый парадокс”, заключающийся в том, что только треть или четверть кальция пород стратисферы (карбонатные породы, карбонатные цементы, гипсы, ангидриты) можно связывать с нормальными экзогенными процессами (выветривание и разрушение других пород, перенос и последующее отложение полученного материала). Судя по оценкам перечисленных исследователей, в реальной стратисфере получается явный избыток Mg (25%), Mn (40%) и, особенно, Ca (до 70 %), а также Fe, Si. Поэтому совершенно необходимо вводить гипотезу о существовании дополнительного глобального источника, по крайней мере, этих элементов. В качестве такого возможного источника можно рассматривать глубинное вещество коры и мантии, наиболее растворимые компоненты которых выносятся в бассейны седиментации в ходе поступления в них ювенильных флюидов, а также включаются в состав уже существующих отложений и пород при их эпигенетическом или метаморфическом преобразовании.

Литература

1. *Беус А.А.* Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 335 с.
2. *Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
3. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 253 с.
4. *Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.* Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47-54.
5. *Михалев А.К.* О механизме образования надвигов в Красноармейском районе Донбасса // Геотектоника. 1973. № 2. С. 84-89.
6. *Петтиджон Ф.Дж.* Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
7. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир,1976. 536 с.
8. *Прилепин М.Т., Шевченко В.И.* Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19-31.
9. *Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
10. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
11. *Твенхофел У.Х.* Учение об образовании осадков. М.-Л.: Объединенное научно-технич. изд-во НКТП СССР, 1936. 916 с.

12. *Тиррель Г.В.* Основы петрологии. М.-Л.: Гос.научно-технич.изд-во, 1932. 328 с.

13. *Трофимов В.А.* Структуры горизонтального сжатия на территории Татарстана и северной части Оренбургской области // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 4. С. 476-479.

14. *Фролов В.Т.* Литология. М.: Изд-во Моск. ун-та. Кн. 1. 1992. 336 с. Кн. 2. 1993. 430 с.

15. *Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.

16. *Шевченко В.И.* О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14-25.

17. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., МишинА.В., Прилепин М.Т. и др.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3-18.

18. *Ярошевский А.А.* Динамическая модель геохимического цикла // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979. С. 15-34.

О.Г. Шеремет[1]

Разломная тектоника и нефтегазоносность участков Туранской, Западно-Сибирской плит и Черноморского бассейна на основе метода совместного анализа гравитационного, магнитного и теплового полей

В настоящее время гравитационное, магнитное и тепловое поля (ГМТ-поля) интерпретируются независимо друг от друга. При этом теряется важная информация, которую можно получить только путём совместной детерминированной интерпретации этих полей. Мы разрабатываем метод такой интерпретации, в основу которого положено исследование нелинейных связей гравитационного и магнитного (ГМ), теплового и магнитного (ТМ), теплового и гравитационного (ТГ) полей на основе функций комплексного переменного и тензорного анализа их трансформант [1]. Модули этих трансформант названы $D_{ГМ}$-, $D_{ТМ}$- и $D_{ТГ}$-функциями. Эти функции позволяют получить более точную и новую структурную информацию благодаря их

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; sheremet@ilran.ru

основной особенности: достигать в отличие от исходных полей экстремальных величин: максимумов (зон бесконечности) и минимумов (нулевых зон). Максимумы связаны с разломами и направлением их падения. Минимумы ассоциируются с петрографическими неоднородностями в различных горизонтах осадочного чехла и фундамента. Наличие максимумов на периферии структуры, выделяемых на уровне верхнего полупространства, является показателем её перспективности на нефть и газ.

В настоящее время наиболее полное аналитическое и численное решение получено для $D_{ГМ}$-функции в дву- и трёхмерном вариантах для однородных сред, в пределах которых отношение намагниченности к плотности пород близко к постоянному, и неоднородных геологических сред, где это отношение меняется для разных точек вычислений. Для ТМ-полей численные схемы расчёта разработаны только в двумерном варианте и проанализированы на моделях в виде цилиндров и призмообразных тел.

На основе разрабатываемой модели совместного анализа ГМТ-полей изучены нефтегазоносные структуры и контролирующие их разломы и разломные зоны в пределах Туранской и Западно-Сибирской плит. На первой (Центрально-Устюртская и Бузачинская зоны поднятий) проведены среднемасштабные профильное и пространственное моделирования ГМ-полей в комплексе с данными аэрокосмического дешифрирования. Выполнено структурно-тектоническое районирование с оценкой перспектив нефтегазоносности. Изолинии $D_{ГМ}$-функции в рамках исследуемых моделей хорошо коррелируются с известными региональными структурами, в частности, с Яркимбайской и Шахпахтинской ступенями и Байским прогибом. Шахпахтинская ступень отделена от соседних структур системой разломов и Хоскудукским, Тасоюкским и Шахпахтинским валами. В последнем выявлена и оконтурена одноимённая газоносная структура, ограниченная разломами глубиной свыше 3.5 км. В пределах п-ова Бузачи по характеру распределения значений $D_{ГМ}$-функции выделены четыре крупных блока. Практически все они подтверждены сейсмическими и буровыми данными. Исключение представляет Каламкас–Каратурунская зона, для северной части которой представительные геолого-геофизические данные отсутствуют. В целом дана высокая оценка нефтегазоносности северо-западной части п-ова Бузачи, отделённой разломами субширотного и субмеридионального простирания. Возможно, эта часть полуострова имеет докембрийский фундамент, характерный для Прикаспийской части Восточно-

Европейской платформы. По нашим данным также зафиксированы известные нефтегазоносные структуры: Каламкасская, Северо-Бузачинская, Жалгистюбинская, Басобинская и Тасбасская, – которые выделяются по минимальным значениям $D_{ГМ}$-функции с эпицентром под уровнем приведения. Они надвинуты на субвертикальные (угол 65–85°) разломы и разломные зоны, определяемые по концентрическим максимумам аномалий $D_{ГМ}$-функции в верхнем полупространстве. Некоторые из прогнозируемых нефтегазоносных структур (Каратурунская и Большесорская) подтверждены последующим поисково-разведочным бурением.

Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и Имелорского месторождений Уренгойского рифта проведены по семи профилям $D_{ГМ}$-функции с точностью соответственно 0.15 мГл и 10–15 нТ. Профили проходили вкрест основного простирания структур Уренгойского рифта через точки измерения полей. Контуры изучаемых структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям $D_{ГМ}$-функции на первых трёх уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке эти структуры ограничены глубинной зоной разломов, которая не была обнаружена с помощью сейсморазведки, но выделена по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов $D_{ГМ}$-функции с западным падением под углом 65–85°. Она уходит под структуры в фундамент с кровлей 3.5 км, достигает глубины 7–12 км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Пробуренная в выделенной таким образом разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью подтвердила наш прогноз о её низкой нефтегазоносности. Контуры Источной и Имелорской структур, определённые по аномалиям $D_{ГМ}$-функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2. Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6, в которой обнаружено углеводородное сырьё неорганического происхождения на тех же глубинах [2].

Таким образом, все выделенные нефтегазоносные структуры Туранской и Западно-Сибирской плит фиксируются по минимальным значениям $D_{ГМ}$-функции и залегают на одной субвертикальной разломной зоне (реже на двух как Шахпахтинская), выделенной по замкнутым максимумам аномалий $D_{ГМ}$-функции в верхнем полупространстве.

Также выполнены расчёты $D_{ТМ}$- и $D_{ГМ}$-функций на уровнях верхнего полупространства с измеренными значениями ТМ- и ГМ-полей по профилю, проходящему через центральную часть вала Шатского [3]. По концентрическим положительным аномалиям $D_{ТМ}$- и $D_{ГМ}$-функций оконтурен вал Шатского. В его центральной части обнаружены локальные разломы, ограничивающие прогнозируемую нефтегазоносную структуру и зону нестационарного теплового потока, которые подтверждаются данными сейсмического зондирования.

Литература

1. *Шеремет О.Г.* Развитие метода численного анализа теплогравимагнитных полей для решения задач тектоники и нефтегазоносности // Геленджик–2011: Актуальные проблемы развития ТЭК регионов России и пути их решения. Материалы 8-й Международной конференции по проблеме нефтегазоносности Чёрного, Азовского и Каспийского морей, ЮФО, С-КФО и других регионов. Геленджик: ГНЦ ФГУГП „Южморгеология“, 2011. С. 163-167.

2. *Кременецкий А.А., Гладких В.С.* Низкокалиевые толеитовые базальты – индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза глубинного углеводородного сырья (по данным Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геохимия. 1997. № 6. С. 609-617.

3. *Артёменко В.И., Гришин А.Н., Шеремет О.Г.* Разработка метода совместного анализа теплового и магнитного полей для решения геологических задач (на примере прогнозирования нефтегазоносности вала Шатского) // Нефть и газ юга России, Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Материалы 7-й Международной конференции по проблеме нефтегазоносности Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Геленджик: ГНЦ ФГУГП „Южморгеология“, 2010. С. 51-54.

Т.И. Шиловская, А.П. Шиловский[1]

Геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ в пределах Восточно-Европейской платформы

Классическим представлением о перспективах нефтегазоносности осадочных бассейнов служит обязательный набор таких характери-

[1] Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия; ashilovsky08@gmail.com

стик, как наличие, кроме источников углеводородов, коллекторов и флюидоупоров. Отсутствие одного из этих компонентов позволяло относить территорию в разряд неперспективных. Из-за того, что флюидоупоры в осадочной толще (достигающей трех и более километров) не были обнаружены, Московская и Мезенская синеклизы были отнесена в разряд неперспективных с точки зрения углеводородного потенциала.

Авторами был проанализирован геологический материал по Московскому и Мезенскому осадочным бассейнам, расположенных в центральной части Восточно-Европейской платформы. В силу целого ряда причин недра этой территория до настоящего времени остается менее всего изученной по сравнению даже с территориями Восточной Сибири.

Критический анализ архивных материалов показал, в частности, что геолого-геофизические исследования на Токмовском своде, по площади составляющем почти треть территории Московской синеклизы, до настоящего времени практически не проводились. Считалось, что свод является гранитным штоком архейского возраста, внедрившимся в осадочную толщу. Однако, в скважинах, пробуренных на севере и востоке Токмовского свода, граниты не были обнаружены. Так Юлово-Ишимская скважина на глубине -1154 м и скважина Качимская на глубине –1923 м в подошве отложений среднего девона вскрыли не граниты, а черные порфириты. Иссинская скважина на глубине -900 м в подошве живетского яруса среднего девона вскрыла темно-серый амфиболовый грано-диорит. Авторами впервые было высказано предположение о девонском траппе [1–4]. В то же время, как граниты архейского возраста на всей территории Восточно-Европейской платформы встречены на глубинах 2700–3000 м. Сведения, имеющиеся в геологических отчетах (Бирина Л.М., 1952–54), свидетельствующие об отсутствии Котельнического выступа в раннепалеозойское время, позволяют высказать предположение о том, что Токмовский свод так же, как Котельнический образовался в начале среднего девона. Это кристаллическое тело внутри осадочной толщи девона сложено магматическими разностями пород основного состава. Порфировая структура, состав и особенности развития в разрезе (рис. 1) характерны для траппов. Траппы могут служить надежным флюидоулором для коллекторов в верхнепротерозойских отложениях. На юго-западе территории, за границами развития траппа, скважины вскрыли разрез верхнего протерозоя. Проведенные там геохимические исследования показали высокое содержание битума, однако залежи углеводородов не были обнаружены [5].

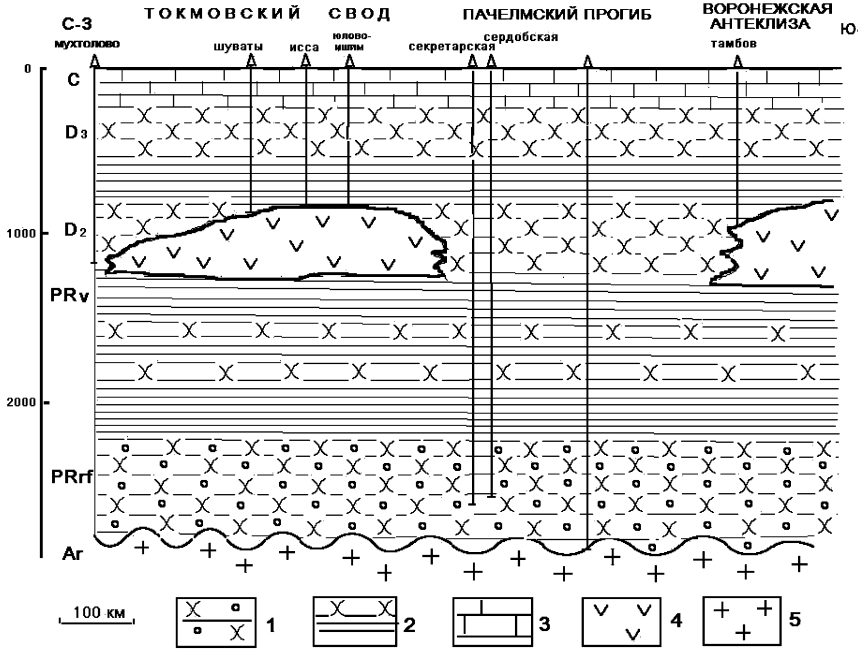


Рис. 1. Геологический разрез юго-востока Московской синеклизы.
1 – песчаники верхнего рифея; 2 – песчано-глинистые отложения; 3 – известняки; 4 – магматические породы (траппы); 5 – гранито-гнейсы

По мнению авторов, прогнозом обнаружения месторождения углеводородов служат траппы, которые при наличии коллекторов и источников углеводородов в нижележащих осадочных породах, служит надежными флюидоупорами. На территории Токмовского свода залежи углеводородов могут быть обнаружены при разбуривании траппа после проведения комплекса геофизических исследований.

В пределах Мезенской синеклизы, которая является северным продолжением Московской [6], перспективы нефтегазоносности связывают с глубокими авлакогенами, выполненными многометровой толщей осадочных пород рифея, венда и нижнего палеозоя. По мнению авторов, разрез верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений в пределах Мезенского осадочного бассейна осложнен дизъюнктивными нарушениями, которые приводят к значительному увеличению толщины осадочных отложений. Однако отсутствие флюидоупора в этих отложениях, по-видимому, предопределяет отсутствие залежей углеводородов. Авторами в разрезе среднего девона, так же как в пределах Московской синеклизы были обнаружены

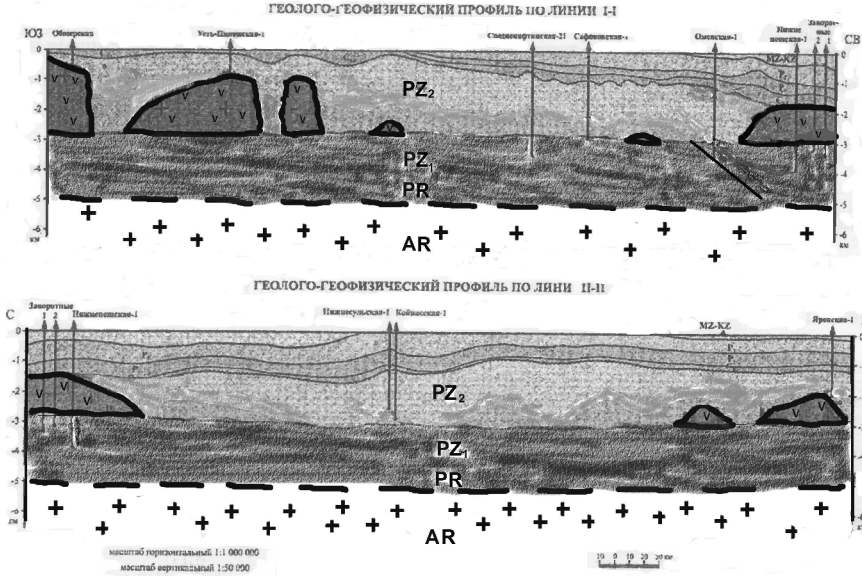


Рис. 2. Модель строения Мезенской синеклизы

траппы (рис. 2). Они могут служить надежными флюидоупорами, и при наличии источников углеводородов могут служить геологической предпосылкой прогноза залежей нефти и газа в коллекторах нижнего палеозоя и верхнего протерозоя.

Литература

1. *Шиловский А.П.* Магматизм в осадочной толще Московской синеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 4. С. 37-39.

2. *Shilovsky A.P., Shilovskaya T.I.* Sediments tectonics of Moscow syneclise as a result of the Arcean and Proterozoic Earth evolution // Regional geology and hydrocarbon systems of European&Russian Basins: Looking for Sweet Spots, AAPG European Region Conference - Prague 2004, Scientific Sessions abstracts. P. 23.

3. *Шиловский А.П.* Траппы на Восточно-Европейской платформе // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 8. С. 11-13.

4. *Шиловская Т.И., Шиловская И.А., Шиловский А.П.* Новые подходы к оценке углеводородных ресурсов и стратегия проведения нефтегазопоисковых работ на Московской синеклизе // Международная конференция «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь». М.: ГЕОС, 2010. С. 642-644.

5. *Шиловская Т.И., Шиловский А.П.* Новые данные о литологии, стратиграфии и тектонике верхнепротерозойских и палеозойских отложений восточной окраины Московской синеклизы // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. № 7. С. 4-7.

6. *Шиловская Т.И., Шиловский А.П.* Особенности строения разреза осадочной толщи Мезенской синеклизы в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2007. № 6. С. 4-9.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин[1]

Геодинамические условия формирования предостроводужных нефтегазоносных бассейнов

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский, хребет Ширшова в Беринговом море. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен). Для вертикального формационного ряда предостроводужных палеозон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами апопепловых метасоматитов, которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами. При этом главный породообразующий минерал апопепловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилит-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги с петрогеохимическими характеристиками бонинитовой серии – альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги - высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

[1] ИПНГ РАН, Москва, Россия

Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа так же, как и диапировые внедрения офиолитов приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги Северного Сахалина. Залежи нефти и газа сосредоточены, в осадочных комплексах, сформированных в позднепалеогеновых–неогеновых наложенных присдвиговых прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон. Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате позднеплиоценового диапирового внедрения офиолитов в преддуговую зону примитивной палеодуги при растяжении предостроводужья, сопровождаемого отодвиганием, откатом желоба к востоку в пределах современного Охотского моря (впадина Дерюгина), где отмечены крупные землетрясения. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность с образованием большой (1,5–2,0 км) воронки взрыва газов (ручей Тарычах). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Щмидта имеет, почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [4]. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мкг. Формирование офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (OH) за счёт окиси углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме: $2Mg_2Si0_4+Mg2Si_20_6+4CO+l2H_2 \xleftarrow{Ni} \rightarrow Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8+4CH_4$. В оливинах и серпентинах обнаружены высокие одержания H_2, CH_4, CO (700 и 280 миллимоль/кг породы).

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной, с формированием слоев глубинного (25–30 км) биметасоматоза, подтверждаются исследователями для Марианской островодужной системы [8]. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода диапира были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, параллельных даек, спилит-кератофировым. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасомати-

ческие контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с серпентинитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[(K_{0.02}Na_{0.04}Ca_{5.76}Mg_{0.09}Fe^{2+}_{0.06}Si_{5.96}Al_{0.04})O_{18}(OH)_2]$ с параметром c = 14Å, происходило при температурах 350°С. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды, создавая природную автоклавную ситуацию. Углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в условиях постоянно повышенных температур (Т>350°С) вследствие стадийного магматизма, формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды по технологии К.Г. Ионе [3]. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоёв и эмиграции углеводородных флюидов. Проявления сейсмичности связаны с высокой аккумуляцией флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, что приводит к высоким поровым давлениям, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграцией углеводородов по сдвиговым разломам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина – в плиоцене). Процессы передвижения нефти в капиллярных системах при землетрясении усиливаются не только из-за сотрясения, но и измененией электрических полей, вызывающих электроосмос. Все эти процессы имеют дальнопластовый характер. Существенная роль в преобразованиях вещества принадлежит энергии сдвиговых деформаций. По расчётам, приводимым в работе А.Н. Дмитриевского и И.А. Володина [2], пробегающие раз в сутки по сдвиговому разлому волновые (солитоновые) энергетические импульсы формируют кумулятивный эффект повышенной энергетики, который и приводит к описанным физико-химическим пре-

образованиям пород и флюидов и обеспечивает миграцию последних. Интерес к поискам нефти и газа, связанных с серпентинитами, прогнозировал исследователь Охотоморской нефтегазоносной провинции В.В. Харахинов [7]. По его мнению, протрузии серпентинитов на всем протяжении Восточно-Сахалинского разлома, перекрытые глинистыми породами уйнинско-дагинского комплекса миоцена, содержат залежи нефти и газа. При этом поступление по дизьюнктивным проницаемым зонам глубинных абиогенных углеводородов может увеличивать нефтегазоносный потенциал бассейнов, что подтверждено данными бурения. Судя по данным изучения флюидогеодинамики региона О.В. Равдоникас [5], в рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершенном подъеме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и нефтегазовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам с формированием месторождений Колпаковского и Голыгинского прогибов. Большая часть газогидратов сосредоточена на восточном склоне о-ва Сахалин, в зоне подъёма офиолитового диапира и на склонах в палеожелоба, представленого впадиной Дерюгина. По результатам исследований сделаны прогнозы относительно залежей нефти и газогидратов в акватории Карагинского и залива Корф в Беринговом море, а также залежей нефти и газа на суше в районе пос. Тиличики и Хаилино, на Камчатке, где недавно происходили землетрясения в палеозоне примитивная островная дуга-желоб. Палеосейсмофокальная зона перед островом Карагинский показана на карте, составленной Н.И. Селивёрстовым [6], на основе комплекса геолого-геофизических данных для акватории Берингова моря.

Перспективы нефтегазоносности палеобассейнов, сформированных перед развитыми дугами, возможно связывать с вулканитами и с диорит-порфирами мегаплагиопорфировой магматических серий на внешнем склоне дуги, которые составляют основание (фундамент) этих бассейнов. Структурно-вещественный анализ позволяет обратиться к аналогичным объектам в Южно-Китайском море на шельфе Южного Вьетнама [1]. В этом случае следует предполагать нефтегазоносность меловых-неогеновых комплексов в предгорьях хребтов Кумроч (Восточная Камчатка) и в пределах залива Озерной в Беринговом море.

Литература

1. *Арешев Л.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.А. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 276 с.

2. *Дмитриевский А.Н., Володин И.А.* Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Докл. РАН. 2006. Т. 411, №3. С. 395-399.

3. *Ионе К.Г.* Исследование процессов каталитического превращения CO, CO_2, H_2 – газов в земной коре в углеводороды и воду // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезы в системе горючих ископаемых. Тез. докл. Межд. конф. М.: ГЕОС, 2006. С. 115-117.

4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. М.:ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

5. *Равдоникас О.В.* Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северовосточной окраины Азии. Объясн. записка к карте м-ба 1:1000000. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.

6. *Селивёрстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

7. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Оха на Сахалине: НИПИ Морнефть, 1998. 77 с.

8. *Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y.* Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355-366.

Содержание

Алейников Е.В. Геологическая модель строения и нефтегазоносность Мессояхского порога (Западная Сибирь) 3
Артюшков Е.В., Чехович П.А. Некоторые типы вертикальных движений земной коры на континентах, связанные с поступлением в литосферу мантийных флюидов 8
Астафьев Д.А. Континентальные и окраинно-континентальные рифты, осадочные бассейны и орогены – взаимосвязанные результаты (следствия) глубинной коромантийной геодинамики Земли 13
Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К. Исследование электропроводности ксенолитов и поверхность раздела Мохо 18
Бейзель А.Л. Инверсионная модель циклогенеза как инструмент познания геодинамического режима территорий 22
Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. Выявление путей миграции углеводородов и оценка коллекторских свойств осадочных горных пород на основе анализа их трещиноватости и альпийских палеонапряжений 26
Беляев С.Ю., Белякова И.И. История формирования современной структуры осадочного чехла и типы структурных элементов центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы 28
Беляев С.Ю., Белякова И.И. Тектонические предпосылки нефтегазоносности осадочного чехла центральной части Западно-Сибирской геосинеклизы 32
Бочкарев В.С., Брехунцов А.М. Центробежная, горячая модель развития Западно-Сибирской и Туранской геосинеклиз с двойной асимметрией 35
Бочкарев В.С. Является ли Земля расслоенным объектом?..... 39
Буслов М.М., Солобоева Е.В., Кох Д.А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Азии: причины и механизмы формирования внутриконтинентальных орогенов и осадочных бассейнов 42
Бяков А.С., Ведерников И.Л. Пермские задуговые бассейны Охотско-Тайгоносской вулканической дуги (Северо-Восток Азии): седиментологические и палеогеографические реконструкции..... 46
Варнавский В.Г. Юго-Восток Северо-Азиатского кратона. Алдано-Майская нефтегазоносная область: седиментогенез, нефтегазоносность 50
Васильев Н.Ю., Колесниченко А.А. Сравнительная характеристика результатов реконструкции поля напряжений/деформаций,

сопутствовавшего формированию Тулвинской возвышенности (Центральное Приуралье), путем применения разных методик 54
Ватрушкина Е.В. Состав и строение отложений синколлизионных впадин (Западная Чукотка 58
Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. Метаосадочные породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины 63
Виноградов А.М., Малышев А.И. Магматические серии в осадочных бассейнах Центрального сектора севера Евразии и их соотношения с минерагенией и углеводородогенерацией 66
Вишневская И.А., Писарева Н.И. Несинхронное карбонатонакопление в венде и кембрии в переделах южной части Сибирской платформы и микроконтинентов в ее обрамлении 71
Войцик И.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Восстановление условий образования пород перекатнинской свиты 75
Гладков Е.А. Деформационно-метасоматическое преобразование залежей углеводородов и его влияние на полигенное формирование залежей углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах (на примере Восточной Сибири) 78
Голозубов В.В. Седиментация в обстановке скольжения литосферных плит (на примерах меловых и кайнозойских бассейнов восточной окраины Азии) 85
Гончар В.В. Распознавание обстановки термального шельфового погружения по скоростям осадконакопления: приложение в палеотектоническом анализе осадочных бассейнов 89
Гончар В.В. Погружение субокеанических впадин Черного моря (реконструкция на основе термального механизма) 95
Горожанин В.М. Деформации осадочного чехла юго-востока Русской плиты: влияние на нефтегазоносность 99
Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Осадочные бассейны разных палеотектонических обстановок в палеозое Южного Урала и Приуралья 104
Горьковец В.Я. Геодинамика и эволюция седиментогенеза в неоархее Фенноскандинавского щита 108
Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Литологические особенности и условия накопления триасово-нижнеюрского комплекса на о. Котельном (Новосибирские острова) 112
*Диденко А.Н.***,** *Горошко М.В.* Стратиграфия, палеогеография и минерагения Учуро-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы) 115
Дронов А.В. Следы вулканических извержений в верхнем ордовике Сибирской платформы и их значение для палеотектонических реконструкций 119

Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., Кохан А.В., Курбатова Е.С. Рифтогенные и палеосубдукционные бассейны Западной Антарктики и моря Скоша 122
Ермаков В.А. Тектонические особенности осадконакопления в неогее. Признаки разрушения и преобразования континентальной коры....127
Жирнов А.М. Челночные горсто-грабены длительного развития как тектонические ловушки крупных месторождений нефти Дальнего Востока 131
Забанбарк А. Перспективы нефтегазоносности невадийских окраин Калифорнийского бордерленда 136
Забанбарк А., Лобковский Л.И. Закономерности размещения углеводородов на древних континентальных окраинах Северо-Американской и Южно-Американской платформ 141
Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Механизмы горообразования Киргизского Тянь-Шаня по данным региональной и локальной сейсмотомографии 146
Зайцев В.А., Панина Л.В. Роль деформаций фундамента в формировании новейшей структуры чехла осадочных бассейнов юго-востока Европейской части России 147
Застрожнов Д.А. Динамическая эволюция Цветковской структурной зоны (Восточный Таймыр)....152
Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамика осадочных бассейнов 155
Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Родионов Н.В. К истории формирования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по данным изучения метаморфических толщ его фундамента)....159
Камзолкин В.А. Строение и структурное положение метаморфических комплексов зоны Передового хребта Северного Кавказа: новые данные....162
Кириллова Г.Л., Развозжаева Е.П., Крапивенцева В.В., Медведева С.А. Буреинский осадочный бассейн: секвенс- и сейсмостратиграфия, цикличность, геодинамическая эволюция, перспективы нефтегазоносности (Дальний Восток России) 166
Копп М.Л., Васильев Н.Ю., Колесниченко А.А. Динамика формирования Вятских внутриплитных дислокации: анализ источников напряжений....170
Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н. Магматические породы Новой Земли – индикаторы главных событий в геологической истории Северокавказ-Баренцевского региона 177

Кораго Е.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф. Магматические породы Новосибирских островов – индикаторы геодинамики развития осадочных бассейнов Восточной Арктики 180
Кочемасов Г.Г. Современное взаимное расположение Западно-Сибирского и Средиземноморского бассейнов на Евразийском и Африканском континентах.....187
Крупенин М.Т. Рифтогенно-депрессионный режим интра (пери)-кратонных бассейнов, как основа флюидогенерации и формирования углеводородных и стратиформных месторождений 191
Кузин А.М. Некоторые методологические аспекты прогнозирования месторождений углеводородов с позиции полигенеза (по данным сейсмических методов).....195
Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Результаты изучения детритных цирконов из неопротерозойских и палеозойских осадочных/метаосадочных комплексов из Юго-Западной части о. Западный Шпицберген 200
Курина Е.Е., Патина И.С. Букеевская экзосинеклиза – особый тип осадочных бассейнов 208
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Нефть в породах фундамента и рифейских отложениях Мезенской синеклизы 213
Лаврушина Е.В., Полещук А.В. Пластические позднекайнозойские деформации в зоне южного борта Иссыккульской впадины 217
Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Окраинные осадочные бассейны Антарктики 221
Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Строение глубоководных котловин Японского, Охотского морей и роль вулканизма в их формировании 226
Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры и перспективы нефтегазовой геологии 231
Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А. Венд-кембрийское осадконакопление в Палеоазиатском океане: изотопно-геохимические характеристики отложений и их значение для понимания этапов его развития.....235
Лобковский Л.И., Кононов М.В. Тектоника деформируемых литосферных плит – обобщение классической концепции и геодинамическая модель образования Амеразийского осадочного бассейна 238
Ломтев В.Л. Признаки газо- и, возможно, нефтеносности мезокайнозойского чехла прикурильской части ложа СЗ Пацифики 244
Малышев Н.А., Обметко В.В., Никишин В.А. Тектоника краевых частей осадочных бассейнов вблизи Пайхойско-Новоземельской

складчатой области в связи с перспективами нефтегазоносности 248
Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Рейдик Ю.В., Ихсанов Б.И. Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна и Северо-Сибирского порога 253
Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г. Тектоническая позиция и глубинное строение Буреинского осадочного бассейна 257
Маслов А.В., Петров Г.А. К вопросу о природе седиментационных бассейнов рифея и венда Южного и Среднего Урала.....261
Мац В.Д. История развития седиментационных бассейнов и структур Байкальской рифтовой впадины.....266
Мерцалов И.М. Гидротермальное происхождение вторичных коллекторов углеводородов и геофизических разделов в литосфере 272
Мизенс Г.А. О границе между уралидами и казахстанидами (по материалам изучения осадочных разрезов Боровской зоны) 275
Минц М.В. Строение и эволюция фундаментов осадочных бассейнов и их роль в формировании осадочного выполнения бассейнов, возникновении и размещении залежей углеводородов (к обсуждению на симпозиуме) 279
Минц М.В. Мантийные плюмы, гранулитовый метаморфизм и формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы.....283
Мишкин М.А. Происхождение впадин кайнозойских окраинных морей 287
Моисеев А.В., Палечек Т.Н., Соколов С.Д., Хаясака Я. Новые данные по строению, составу и возрасту пород юрско-меловых комплексов Алганского террейна (район Усть-Бельский гор, СВ России) 292
Мордвинова В.В. Процесс формирования Байкальской рифтовой зоны в свете скоростных моделей глубинной структуры Азии.....298
Мороз Е.А. Особенности строения и неотектонические процессы краевых частей осадочного бассейна к западу от архипелага Шпицберген 303
Морозов В.П. Геодинамика, как фактор формирования нефтенасыщенности карбонатных пород-коллекторов 307
Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня: структурные и экспериментальные свидетельства 310
Никишин А.М., Ваньер М., Ершов А.В., Лаврищев В.А., Митюков А.В. Келловейско-современная история

и геодинамика Крымско-Западнокавказско-Восточно-черноморского региона.....314
Ниткина Е.А. Комплекс основания СВ Балтийского щита: изотопные U-Pb данные для комплекса TTG Ингозерского блока (Кольский полуостров) 319
Обжиров А.И. Газовые гидраты – участники формирования залежей нефти и газа.....324
Обухов А.Н. Новое региональное изучение осадочных бассейнов 328
Полянский О.П., Прокопьев А.В., Стефанов Ю.П. Стадийность формирования Вилюйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстрипинг-анализа и численного моделирования.....333
Попков В.И. Деформации комплексов разновозрастных осадочных бассейнов, расположенных вне складчатых поясов: данные наблюдений, механизмы деформации, нефтегазоносность 337
Попков В.И. Геологические предпосылки выявления новых нефтегазоперспективных объектов в фундаменте 342
Постников А.В., Постникова О.В., Хаин Е.В., Федотова А.А. Задуговые и эпиконтинентальные рифей-венд-кембрийские осадочные бассейны юга Сибири в связи с их нефтегазоносностью 346
Пущаровский Ю.М. Абиссальные впадины Северной Атлантики, как пример особого класса отрицательных структурных форм земной коры, не отвечающих критериям осадочных бассейнов 349
Разницин Ю.Н. Тектонопары офиолитовые аллохтоны – сопредельные глубоководные впадины окраинных морей и месторождения углеводородов на западе Тихого океана.....353
Ребецкий Ю.Л. Об одной новой форме неустойчивости континентальной коры.....355
Розен О.М., Соловьев А.В. Возможная эпоха генерации углеводородов в чехле Сибирской платформы в связи с трапповым магматизмом 360
Розен О.М. Осадочные бассейны в ранней истории Земли 362
Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С., Табатабаиманеш С.М., Прокофьев В.Ю., Имамвердиев Н.А. О предполагаемой связи альпийских тектономагматических, металлогенических и осадочных процессов северо-востока Ирана и зоны Южного Каспия ...366
Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С., Табатабаиманеш С.М., Прокофьев В.Ю., Имамвердиев Н.А. Южный Каспий – запад Белуджистана, Ближний Восток: кайнозойская эндогенная активность, общая геология, углеводороды, проблемы, обсуждение 368

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластические деформации и механизм концентрирования рудного вещества в мантийных ультрабазитах 369
Сапурин С.А. О позднепалеозойской карбонатной платформе на юго-западе Западно-Сибирской плиты 374
Свешников К.И. Системы «верхнемантийная структура – региональная магматогенная структура – земная кора» юго-восточной части фундамента Восточноевропейской платформы ...379
Свешников К.И. Геолого-геофизическая модель строения земной коры центральной части Кировоградского прогиба 384
Свириденко Л.П. Соотношение осадконакопления и платобазальтового вулканизма. Фенноскандинавский щит 388
Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Разновозрастные стресс-состояния восточной части Балтийского щита 392
Сим Л.А. О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенно-скандинавского щита в мезокайнозое 398
Скобленко А.В., Третьяков А.А. Особенности состава, строения и происхождения гранатовых ультрабазитов анрахайского метаморфического комплекса (Южный Казахстан) 402
Славинский В.В. Динамическая поддержка литосферы нижнемантийным потоком.....408
Смирнова М.Н. Заводская структура (Чечня) – новый объект, перспективный на нефть и газ.....412
Соловьев А.В., Мазарович А.О., Галактионов А.А., Вержбицкий В.Е., Хисамутдинова А.И., Соколов С.Ю., Рожкова Д.В., Ольшанецкий Д.М. Новые данные о строении и эволюции Западно-Камчатского осадочного бассейна 414
Сотникова Е.А., Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Условия образования складок комбинированного типа таврической серии в Бахчисарайском районе Горного Крыма.....418
Спахич Д., Экснер У., Грасманн Б. Новый метод для установления эволюции разломов в масштабе осадочного бассейна – анализ трехмерной поверхности разлома и близлежащей складчатости 422
Сучков А.В. Изучение литологических, петрофизических и структурных особенностей первого и второго элемента ритма флишевой формации таврической серии Горного Крыма 425
Татаринова Д.С., Тевелев Арк.В. Строение, литология и условия образования пород ченкской свиты (правобережье р. Марты, СЗ Крым).....428
Тверитинова Т.Ю. Возможная природа линеаментов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.....432

Тевелев А.В. Структурные и тектонические последствия расширения сильно гравитирующей планеты 436
Тетерин Д.Е., Дубинин Е.П., Кохан А.В., Курбатова Е.С. Рифтогенные бассейны центральной части моря Скоша 440
Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Роль потоков верхнемантийного вещества в перемещении и деформации литосферы 444
Трофимов В.А., Романов Ю.А., Хромов В.Т. Сводный геотраверс «МЕМОТАТУР»: тектонодинамические критерии нефтеносности крупных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы 447
Трофимов В.А., Хромов В.Т., Романов Ю.А. Взбросо-надвиговые деформации осадочного чехла внутренних частей Восточно-Европейской платформы и их роль в формировании нефтегазоперспективных зон и новых типов поисковых объектов.....451
Трощенко В.В. Ритмичное сложение осадочных формаций – ключ к познанию палеотектоники областей сноса 453
Тучкова М.И., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Галускина И.О., Катков С.М. Триасовые отложения Южно-Анюйской сутуры: – строение, состав, деформации 457
Фазлиахметов А.М. Бассейн седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала 459
Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А. Типы осадочных бассейнов континента Балтика (Восточно-Европейского кратона), их эволюция и история развития 462
Шакуров Р.К. К вопросу происхождения линейных мобильных зон осадочного чехла востока Восточно-Европейской платформы.....467
Шевченко В.И. Чешуйчато-надвиговые дислокации вне подвижного пояса: морфология и вероятный механизм образования.....472
Шеремет О.Г. Разломная тектоника и нефтегазоносность участков Туранской, Западно-Сибирской плит и Черноморского бассейна на основе метода совместного анализа гравитационного, магнитного и теплового полей.....476
Шиловская Т.И., Шиловский А.П. Геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ в пределах Восточно-Европейской платформы 479
Юркова Р.М., Воронин Б.И. Геодинамические условия формирования предостроводужных нефтегазоносных бассейнов 483

Научное издание

Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ

Материалы XLIV Тектонического совещания

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 26.12.2011.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м^2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 31,0.
Тираж 400 экз.
Тип ВТИИ, Москва. Зак. № .

ООО «Издательство ГЕОС»
119049, г. Москва, Ленинский пр-т, д. 4, стр. 1 А
Тел./факс: (495) 959-35-16.
E-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru