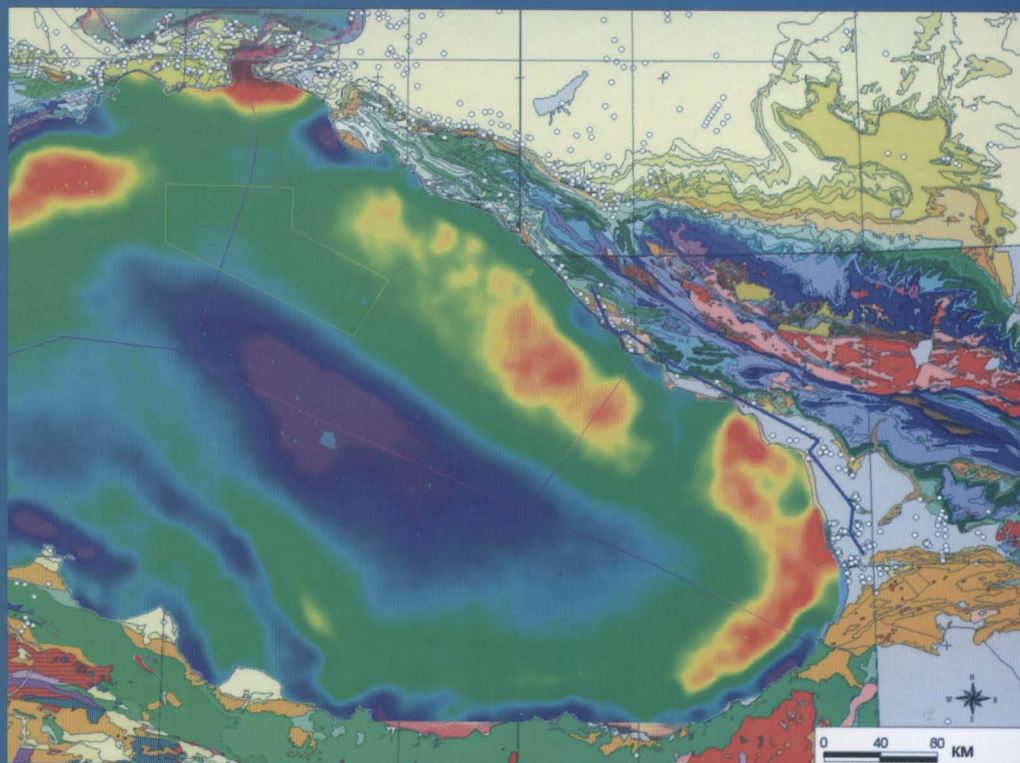


А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.Н. Обухов

# Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона



**ЗАО “ЮКОС РМ”**  
**Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова**  
**Геологический факультет**  
**ОАО “Газпром нефть”**

**А.П. Афанасенков, А.М. Никишин,**  
**А.Н. Обухов**

**Геологическое строение  
и углеводородный потенциал  
Восточно-Черноморского региона**

Москва  
Научный мир  
2007



ББК 26.343.1  
А 94

**Афанасенков А.П. , Никишин А.М. , Обухов А.Н.**  
**Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона.** М.: Научный мир, 2007. –172 с.

**ISBN 978–589–176–457–6**

Дается описание геологического строения Восточно-Черноморского региона (Восточно-Черноморской впадины, вала Шатского, Южного Крыма, Западного Кавказа, Восточных и Центральных Понтидов). Детально приведено описание строения северной части вала Шатского. Приведено большое количество сейсмических профилей и представлен атлас основных выделенных структур. Для всего региона оценен углеводородный потенциал. Выделены объекты для первостепенного бурения и дан проект прогноза разреза для скважины на структуре Мария.

Для специалистов – геологов и геофизиков, аспирантов и студентов, интересующихся региональной геологией и поисками месторождений углеводородов.

**Afanasenkov A.P., Nikishin A.M., Obukhov A.N.**  
**Eastern Black Sea Basin: geological structure and hydrocarbon potential**

**ISBN 978–589–176–457–6**

© Коллектив авторов, 2007  
© Научный мир, 2007

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	5
<b>1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....	5
<b>2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА</b> .....	10
2.1. Тектоническое районирование Восточно-Черноморского региона .....	10
2.1.1. Складчатая структура Южного Крыма .....	17
2.1.2. Складчатая структура западной части Большого Кавказа .....	31
2.1.3. Складчатая структура Центральных и Восточных Понтидов и Малого Кавказа .....	40
2.1.4. Керченско-Таманская зона молассового прогиба .....	44
2.1.5. Молассовый прогиб Сорокина .....	44
2.1.6. Туапсинский молассовый прогиб .....	44
2.1.7. Гурийский молассовый бассейн .....	48
2.1.8. Восточно-Черноморский прогиб .....	48
2.1.9. Поднятие Андрусова–Архангельского .....	49
2.1.10. Фундамент поднятия Шатского .....	49
2.2. Прогноз строения осадочного чехла вала Шатского – Туапсинского прогиба на основе региональных геологических данных .....	50
2.2.1. Восточно-Черноморская впадина .....	50
2.2.2. Южный Крым .....	55
2.2.3. Области мезозойского и кайнозойского вулканизма .....	58
<b>3. ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОКОМПЛЕКСОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВАЛА ШАТСКОГО И В ТУАПСИНСКОМ БАССЕЙНЕ</b> .....	61
3.1. Сейсмокомплекс с карбонатными массивами и карбонатной платформой (сейсмокомплекс 1, СК-1) .....	61
3.2. Сейсмокомплекс карбонатной платформы и заполнения межмассивовых депрессий (сейсмокомплекс 2, СК-2, «прозрачный» сейсмокомплекс) .....	63
3.3. Сейсмокомплекс заполнения грабенов (сейсмокомплекс 3, СК-3) .....	63
3.4. Сейсмокомплекс первого квазиравномерного осадочного чехла (сейсмокомплекс 4, СК-4) .....	66
3.5. Сейсмокомплекс регионального чехла с локальными угловыми несогласиями в основании (сейсмокомплекс 5, СК-5) .....	66
3.6. Сейсмокомплекс с подошвенным налеганием (сейсмокомплекс 6, СК-6) .....	66
3.7. Надмайкопский слоистый сейсмокомплекс (сейсмокомплекс 7, СК-7) .....	69
3.8. Сейсмокомплекс с заполнением каналов (сейсмокомплекс 8, СК-8) .....	69
3.9. Надканальный трансгрессивный сейсмокомплекс (сейсмокомплекс 9, СК-9) .....	72
3.10. Субгоризонтальный комплекс заполнения глубоководной впадины (сейсмокомплексы 10 и 11) .....	74

<b>4. СТРАТИФИКАЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ КОЛЛЕКТОРОВ, ФЛЮИДОУПОРОВ И НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ ЮРСКО-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ</b> .....	77
4.1. Нефтегазопроизводящие комплексы и их характеристика .....	77
4.2. Нефтепроявления в толщах юры–олигоцена .....	79
4.3. Характеристика резервуаров.....	80
4.4. Характеристика покрышек.....	87
4.5. Перспективы нефтегазоносности разреза .....	89
<b>5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА</b> .....	89
<b>6. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВАЛА ШАТСКОГО И ТУАПСИНСКОГО ПРОГИБА В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ РЕЗЕРВУАРОВ И ПОКРЫШЕК</b> .....	111
<b>7. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕФТЕМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ</b> .....	124
Мезозойские отложения .....	126
Кайнозойские отложения .....	134
Выводы .....	136
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ. Атлас структур северной части вала Шатского</b> .....	137
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	168
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	170



## ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Черноморский регион геологически изучен сравнительно хорошо. Здесь Черное море окружено горными сооружениями Кавказа, Крыма и Турции, которые давно стали полигонами для исследований многочисленных геологов из разных стран. Шельфовая часть Черного моря у берегов Одессы (Одесский шельф) и Азовское море детально изучались как потенциальные углеводородные бассейны и в их пределах были найдены месторождения углеводородов. Новые технологии глубоководного бурения позволяют бурить поисковые скважины в глубоководной части Черного моря с глубинами моря более 2 км. Это требует от геологов оценки возможного углеводородного потенциала глубоководной части этого бассейна.

Данная книга включает основные итоги масштабных геологоразведочных работ по изучению северной части вала Шатского и всего Восточно-Черноморского региона, полученные в нефтяной компании ЮКОС (ООО «Вал Шатского») за период с 2000 по 2006 год. Тогда было отработано более 4400 пог. км современной сейсмики 2D, проведены магнитометрические, геохимические, инженерно-геологические исследования и полевые работы на прилегающей суше (Крым, Кавказ, Понтиды).

Работы проводились большими коллективами геологов и геофизиков из разных организаций. Большую роль в понимании геологии региона

сыграли многолетние совместные работы специалистов из компаний ЮКОС и Total и многих организаций в России (Севморнефтегеофизика, ГГП НПО «Южморгео», МГУ, Совгеоинфо, Союзморгео, Вал Шатского, Геотехсистем, Экопроект, ВНИИБТ, ВНИИОкеангеофизика, Геомодель, ЛАРГЕ, Геохазар, Парадайм геофизикал и др.). Многочисленные дискуссии с геологами из разных нефтяных компаний (Роснефть, Газпром нефть, ТНК-ВР, ВР, Нафтогаз Украины, Statoil, Грузинская нефтяная компания и др.) и научных центров Москвы, Геленджика, Стамбула, Парижа, Ессентуков помогли глубже осознать многие проблемы Черноморского региона.

Мы очень благодарны многим исследователям, с которыми нам довелось работать совместно – это сотни высококвалифицированных сотрудников и хороших людей.

Данная монография хотя и основана на работах многих специалистов, но отражает точку зрения авторов.

Работы финансировались нефтяной компанией «ЮКОС», исследования А.М. Никишина частично проводились в рамках научного гранта РФФИ (05-05-64623-а).

Особую благодарность авторы выражают Президенту «ЮКОС РМ» С.В. Трегубу, взявшему на себя ответственность в оказании поддержки в издании монографии на завершающем этапе развития нефтяной компании «ЮКОС».

## 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Книга посвящена региональной геологии и тектонике Восточно-Черноморского региона. Дана комплексная интерпретация его геологического строения на основе изучения региональных литофациальных закономерностей строения мезокайнозойских отложений (юрско-миоценовых) восточной (российской) части Черного моря (Туапсинский прогиб, Анапский выступ,

Керченско-Таманский прогиб, вал Шатского) и прилегающих территорий.

Восточно-Черноморский регион достаточно хорошо изучен и в его пределах проведен большой объем сейсмических исследований (рис. 1.1). Большая часть обозначенных на рисунке 1.1 материалов по сейсмическим профилям имеет коммерческий характер и практичес-

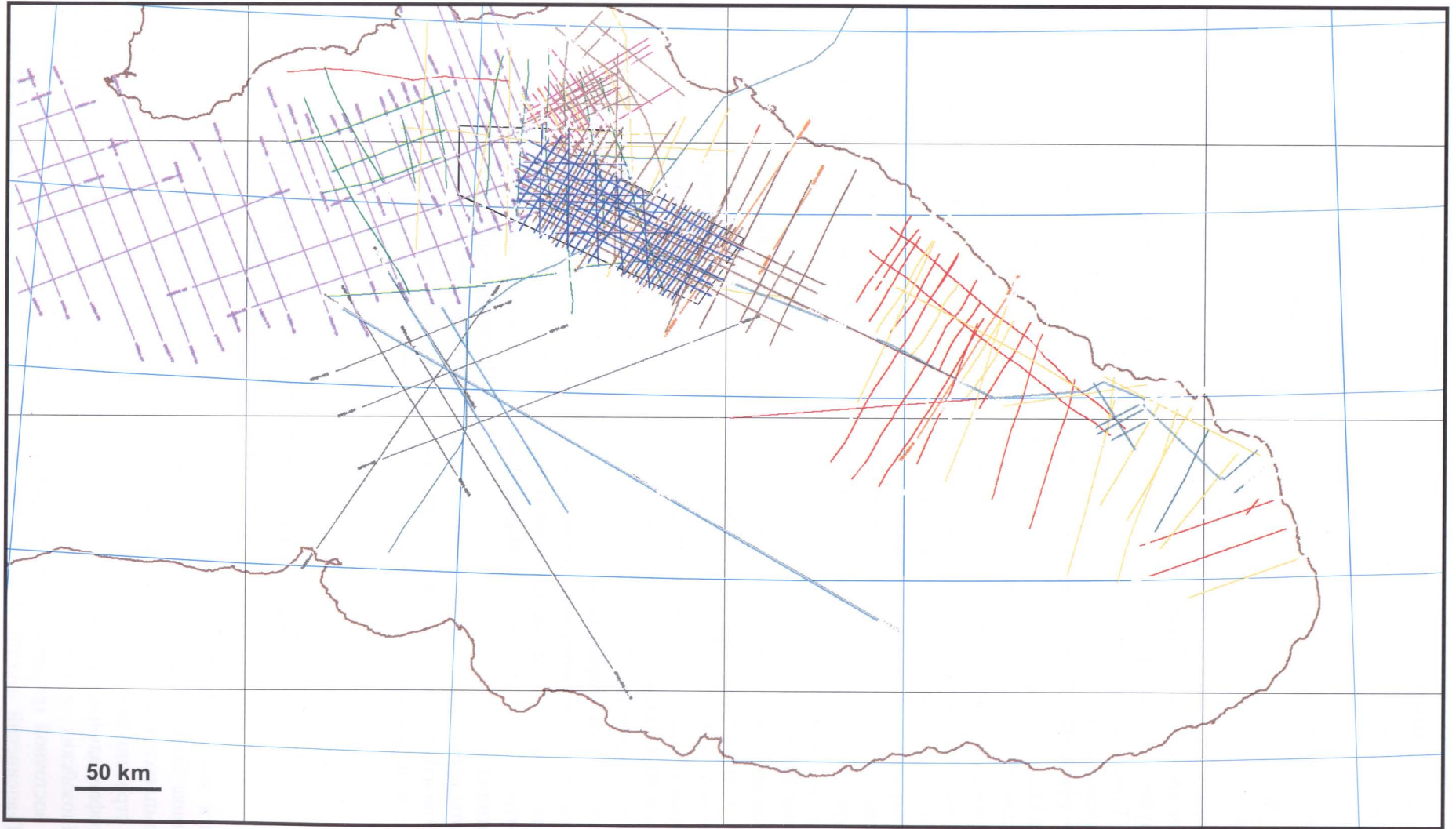


Рис. 1.1. Восточно-Черноморский регион. Положение некоторых региональных сейсмических профилей

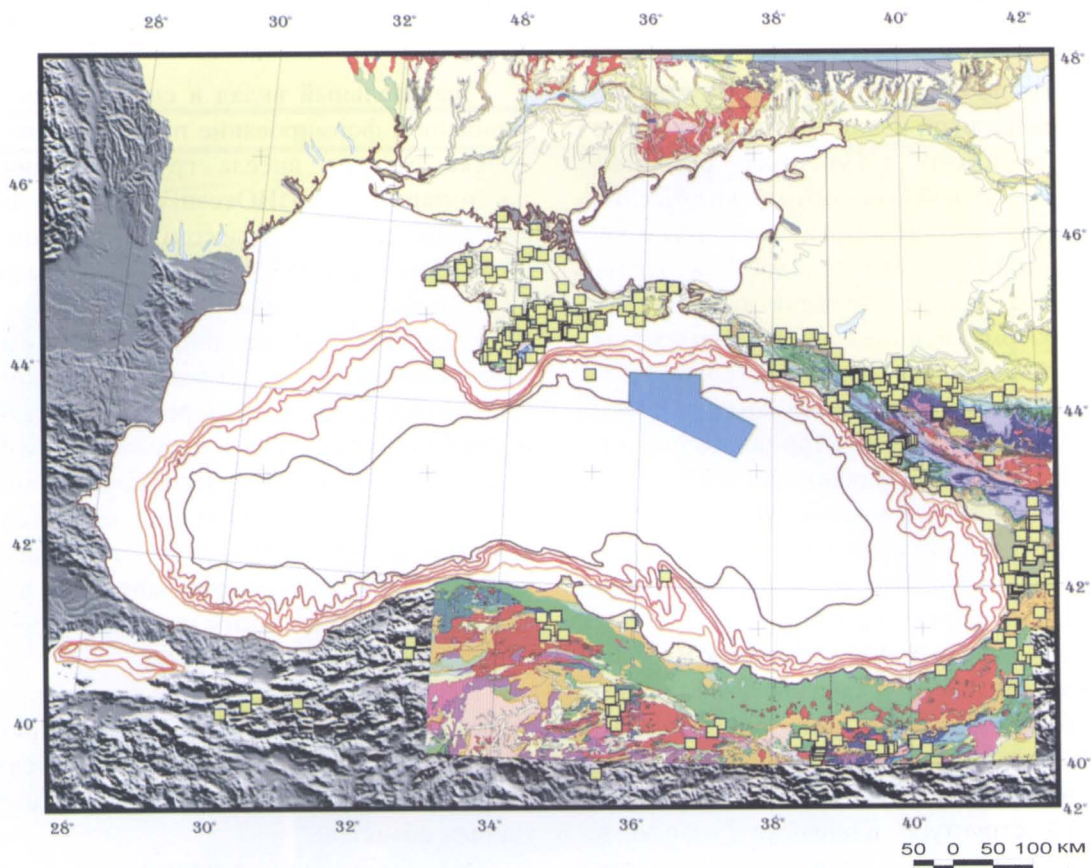


Рис. 1.2. Точки наблюдений и отбора образцов при полевых работах авторов

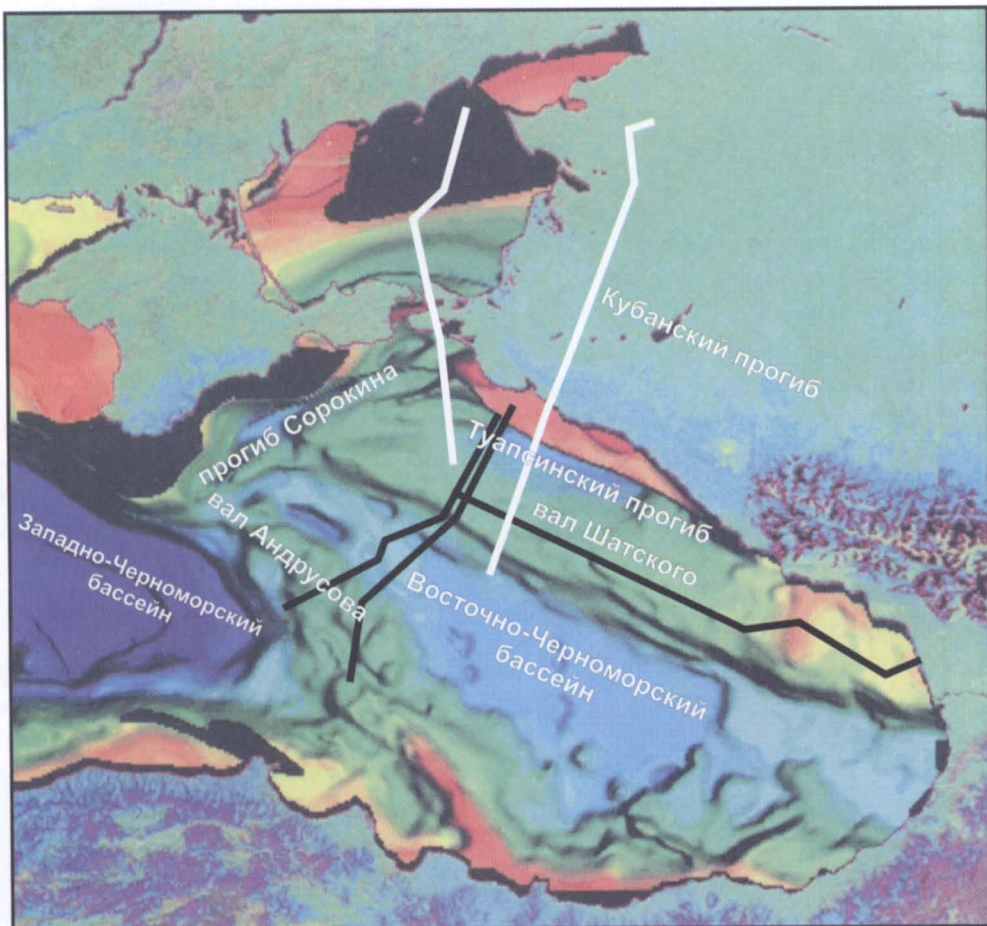


Рис. 1.3. Положение региональных профилей, приведенных в данной работе. В Черном море цветами показан рельеф поверхности, близкой к фундаменту, по [Robinson, 1997]



ки недоступна, поэтому авторы самостоятельно собрали и проанализировали все имеющиеся по Крымско-Кавказскому и Турецкому регионам наземные и морские геолого-геофизические данные. Степень изученности этих регионов весьма неоднородна, что создает значительные проблемы при корреляции отдаленных разрезов, поэтому использовались материалы полевых наблюдений, описания геологических разрезов, нефтепроявлений, которые были получены авторами на территориях Горного и Предгорного Крыма, Предкавказья и Главного Кавказского хребта, Закавказья (Абхазия) и Северной Турции. Районы этих работ и положение приведенных в работе региональных профилей показаны на рисунках 1.2–1.3.

До настоящего времени территория Восточно-Черноморского региона фактически не исследована глубоким бурением (рис. 1.4). В пределах российского сектора Черного моря в 1985 г. пробурена всего одна скважина, Рифовая-302, на одноименной структуре Керченско-Таманского шельфа. Забой скважины находился на глубине 1990 м в отложениях майкопской серии. В процессе бурения были зафиксированы газопроявления в интервале вскрытой мощности майкопа. Следует отметить, что по данным бурения на Керченском и Таманском полуостровах установлены максимальные мощности майкопской серии – до 4,2 км. В центре Туапсинского прогиба, по данным сейсморазведки, мощность майкопской серии может быть значительно больше.

Литологический состав неоген-четвертичных отложений глубоководной Черноморской впадины изучен несколькими скважинами, пробуренными по международному проекту с судна «Гломар Челленджер». Эти же отложения в пределах шельфа детально изучены многочисленными геологосъемочными работами, включающими комплекс высокоразрешающей сейсморазведки, сонарной съемки, бурения неглубоких скважин (до 70 м), донного прободобора и драгирования склонов, водолазного обследования обнажений, многофункционального лабораторного анализа образцов горных пород и донных грунтов.

С 1973 г. в НПО «Южморгеология», а затем и в бывшем тресте «Южморнефтегазразведка» проводились тематические работы по обобщению накопленного геолого-геофизического материала. Было выполнено более 30 обобщающих работ.

Значительный вклад в систематизацию материалов и формирование представлений о тектонике региона внесла группа специалистов организации «НИПИОкеанГеофизика» под руководством Д.А. Туголесова [Туголесов, 1993; Туголесов и др., 1985], где впервые были изложены фундаментальные представления о тектонике Черноморской впадины. Выводы были основаны на региональных работах сейсмическим методом ОГТ и на интерпретации фактических геолого-геофизических материалов всего северо-восточного обрамления Черноморской впадины. Результаты этих исследований остаются актуальными до настоящего времени. Группа под руководством Л.В. Мейснера выполнила в 1987 г. фундаментальную работу по анализу проблемы газогидратов дна Черного моря.

Несколько тематических отчетов треста «Южморнефтегеофизика», выполненных под руководством В.В. Вычерова, были посвящены сбору и анализу сведений по нефтегазоперспективным объектам.

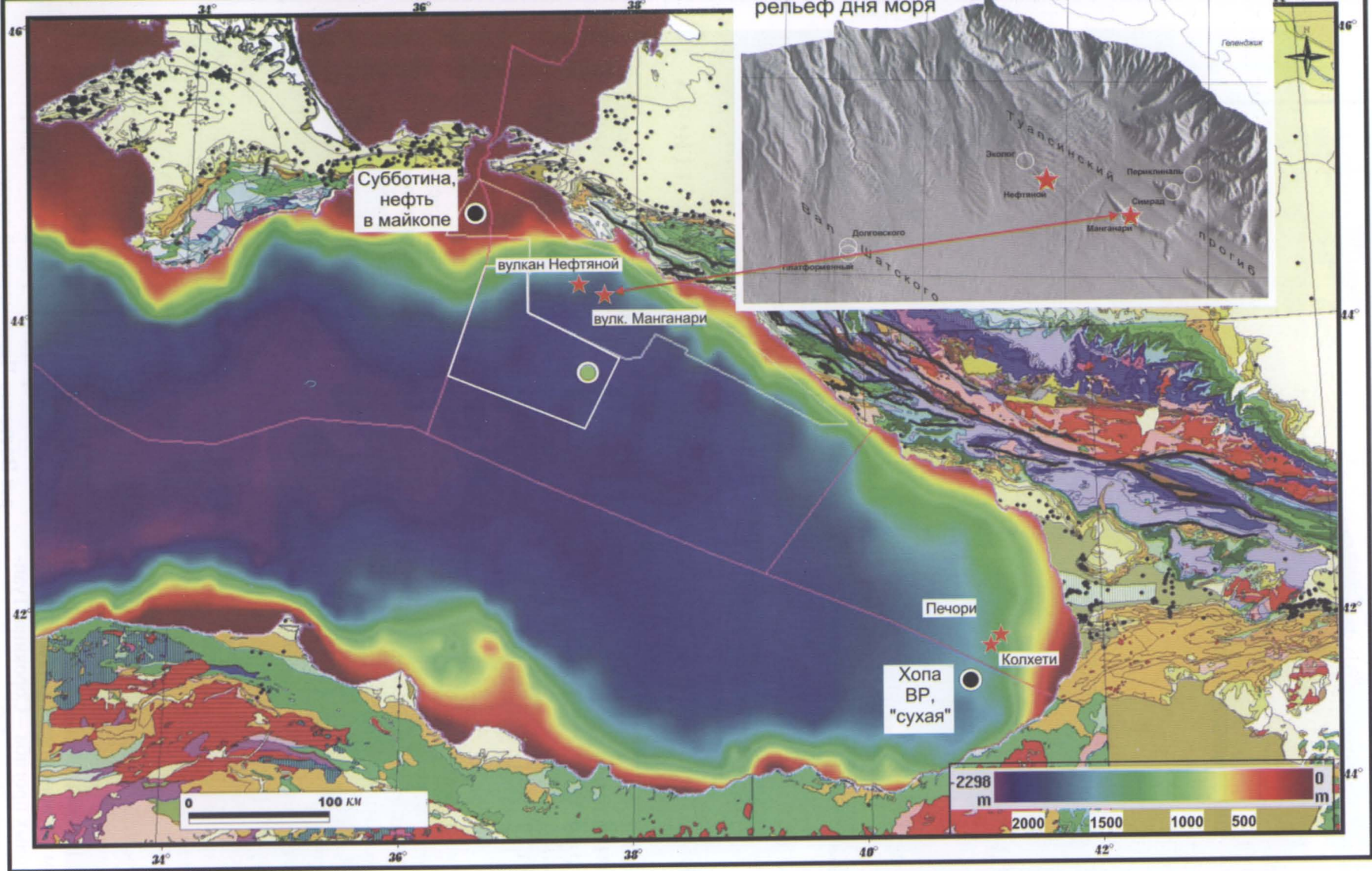
Ряд обобщающих исследований, выполненных в различных организациях под руководством Л.Я. Шварца, Л.Б. Мейснера, Г.К. Кислова, А.С. Горшкова, были направлены на изучение перспектив нефтегазоносности различных участков Черного моря.

В рамках проекта ЮНЕСКО «Плавучий университет» при участии сотрудников и студентов МГУ под руководством М.К. Иванова были проведены исследования грязевых вулканов и проявлений углеводородов на дне Черного моря.

НК Роснефть провела детальное изучение Туапсинского прогиба.

Сотрудники Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (А.М. Никишин, О.К. Баженова, С.Н. Болотов, А.В. Ершов, Н.П. Фадеева) на протяжении последних пяти лет изучали потенциальные нефтематеринские мезозойско-кайнозойские осадочные комплексы на основе полевых экспедиций на территориях Горного Крыма, Кавказа и Предкавказья, Абхазии и Северных Понтидов (Турция). Эти данные также легли в основу оценки коллекторских свойств отдельных интервалов разреза. Кроме того, широко привлекались материалы геологической съемки масштаба 1:200 000 по акватории Черного моря и прилегающей суше.

На рисунке 1.5. приведена карта спутниковых гравияномалий Восточно-Черноморского региона.



Открытые скопления нефти на дне моря (★). Скважины в море (●). Проектная скважина НК ЮКОС (◎).

Рис. 1.4. Топография дна Черного моря и геологическая карта окружающих территорий.

Показано положение морских скважин и проявлений нефти на дне моря (данные НК ЮКОС, Total, ВР, Нафтогаз Украины, Южморгеологии, МГУ и др.).

На врезке – детальный участок рельефа дна моря [Андреев, 2005]



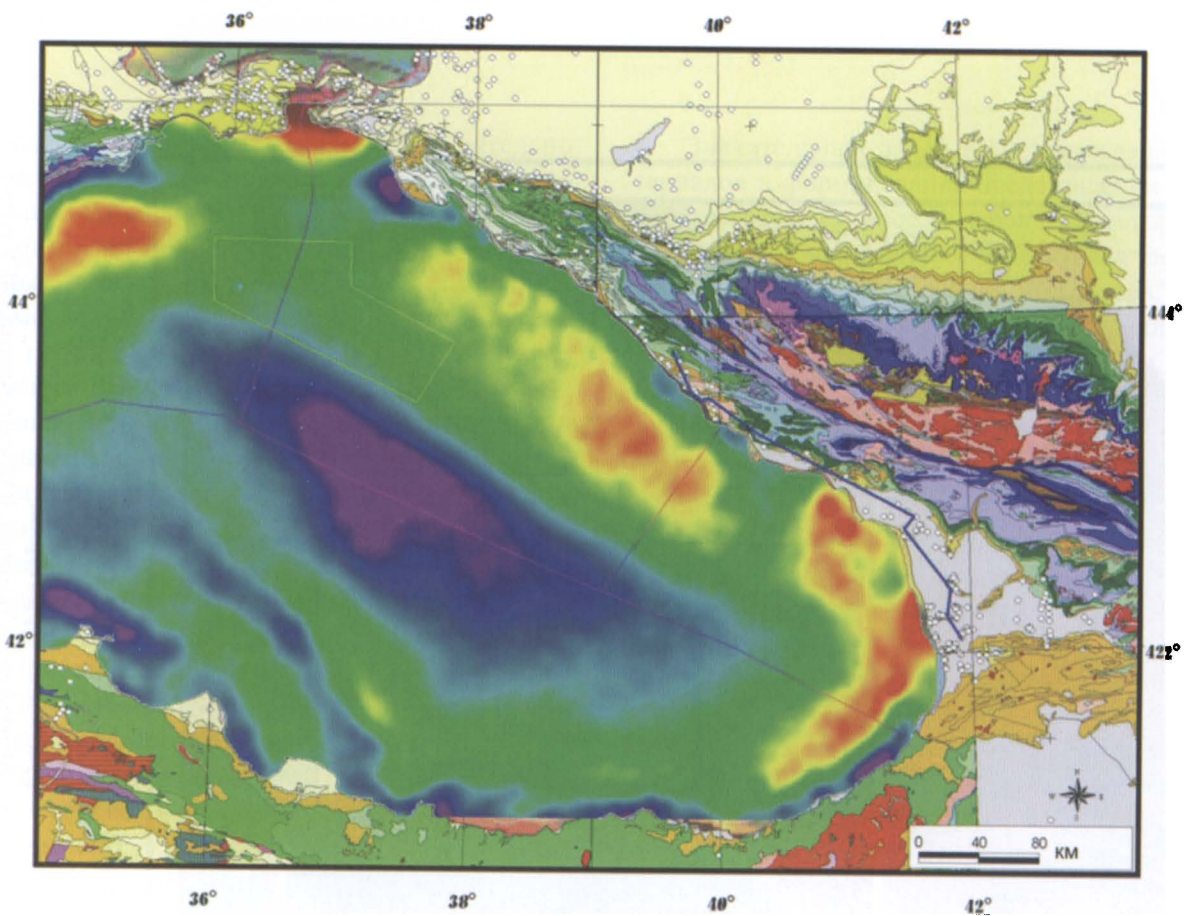


Рис. 1.5. Карта спутниковых гравияномалий Восточно-Черноморского региона.  
Для суши показана геологическая карта

## 2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

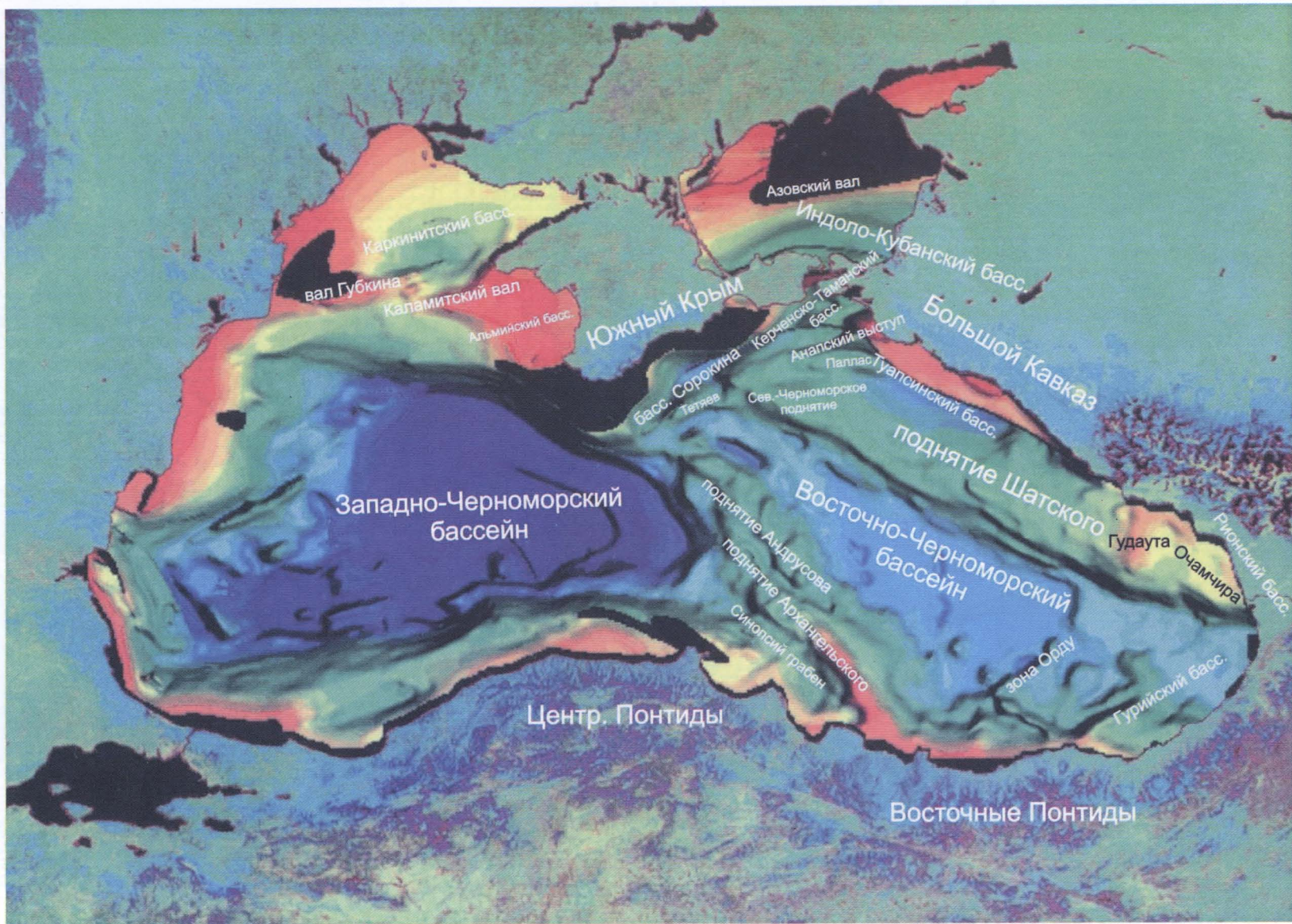
### 2.1. Тектоническое районирование Восточно-Черноморского региона

Тектоническое районирование Черного моря проводится по рельефу его фундамента [Туголесов и др., 1985; Туголесов, 1993] (рис. 2.1–2.3). Выделяется два основных бассейна с сильно утоненной континентальной и/или океанической корой: Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский, разделенные вытянутым тектоническим блоком Андрусова–Архангельского с континентальной корой. Между Восточно-Черноморским бассейном и складчатой системой Большого Кавказа расположен вал (поднятие) Шатского – морское продолжение Грузинской глыбы (срединного массива), – фундамент которой выходит на поверхность в Дзирульском выступе. У Западно-Черноморского бассейна имеется широкий Одесский шельф, в пределах которого выделяется Каркинитский бассейн (грабен) и Альминский бассейн, разделенные валом Губкина и Каламитским валом. В Восточно-Черноморском регионе имеется три краевых олигоцен-неогеновых прогиба – Сорокина, Туапсинский и Гурийский. Прогиб Сорокина распо-

ложен к югу от Южно-Крымского орогена, Туапсинский бассейн – между орогеном Большого Кавказа и валом Шатского, Гурийский – к северу от зоны сочленения Понтид в Северной Турции и Аджаро-Триалетской складчатой зоной в Грузии. Главным стволом продолжения орогена Большого Кавказа в Черном море является Анапский выступ, ограничивающий с севера Туапсинский бассейн. К северу от Анапского выступа выделяется Керченско-Таманский бассейн, являющийся сложно построенной зоной сочленения нескольких структурных областей: орогенов Большого Кавказа и Южного Крыма и краевых прогибов Сорокина и Индоло-Кубанского.

На суше Восточно-Черноморский регион обрамлен тремя горно-складчатыми альпийскими сооружениями: Южно-Крымским, Большого Кавказа и Понтид-Малого Кавказа (см. рис. 2.3). К северу от орогена Большого Кавказа и Горного Крыма выделяется Индоло-Кубанский краевой олигоцен-четвертичный прогиб, часть которого располагается в Азовском море. На серии рисунков 2.4–2.7 приведены региональные разрезы через Восточно-Черноморский регион.





**Рис. 2.1. Схема тектонического районирования Восточно-Черноморского региона.**

Для Черного моря цветом показаны глубины, близкие к фундаменту (синее – глубоко, красное – мелко); для суши цветом показана топография. Даны названия основных структур. Основано на карте А. Робинсона [Robinson, 1997]



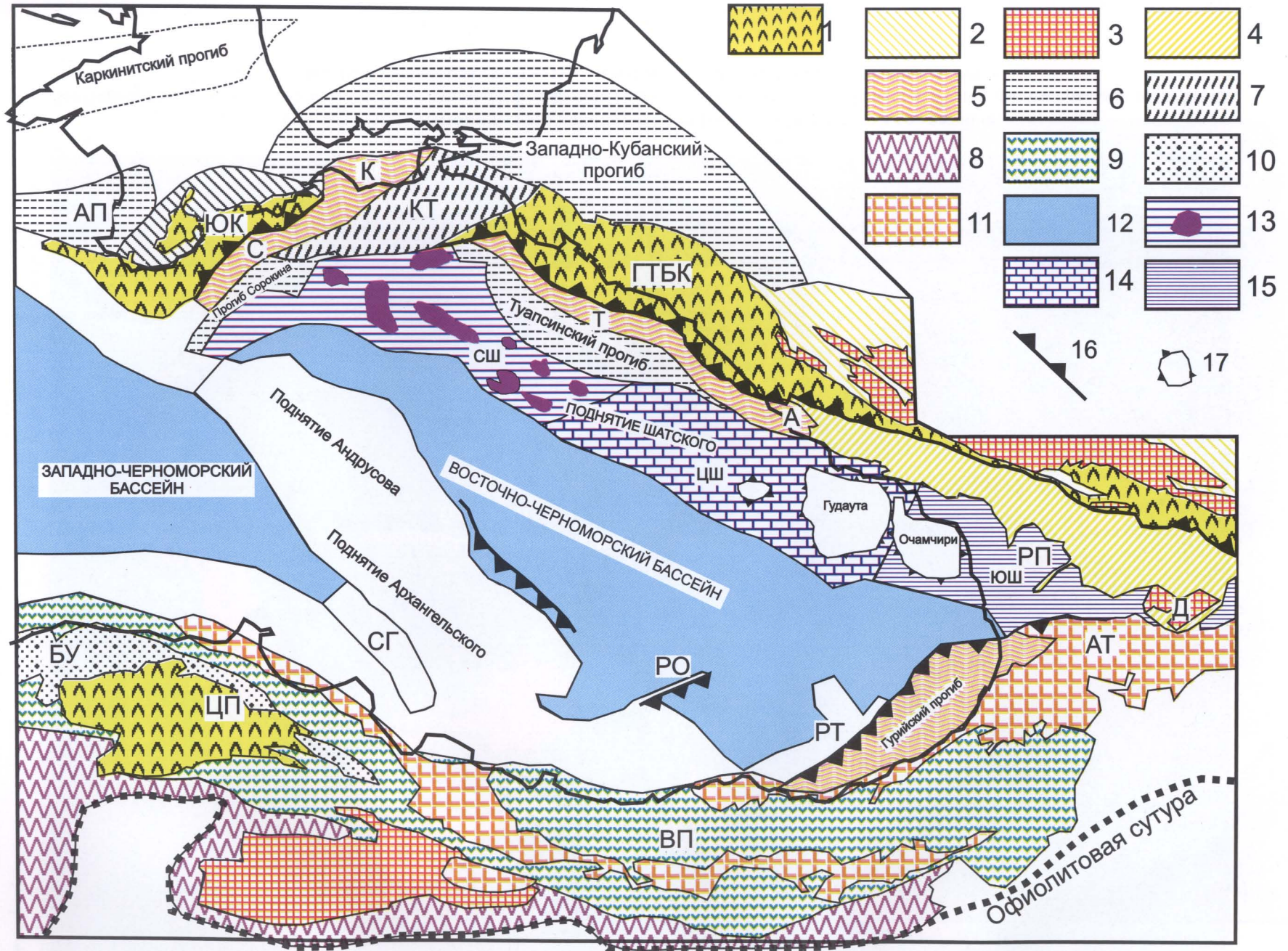


Рис. 2.2. Схема тектонического строения Восточно-Черноморского региона и его окружения [Афанасенков и др., 2005в]



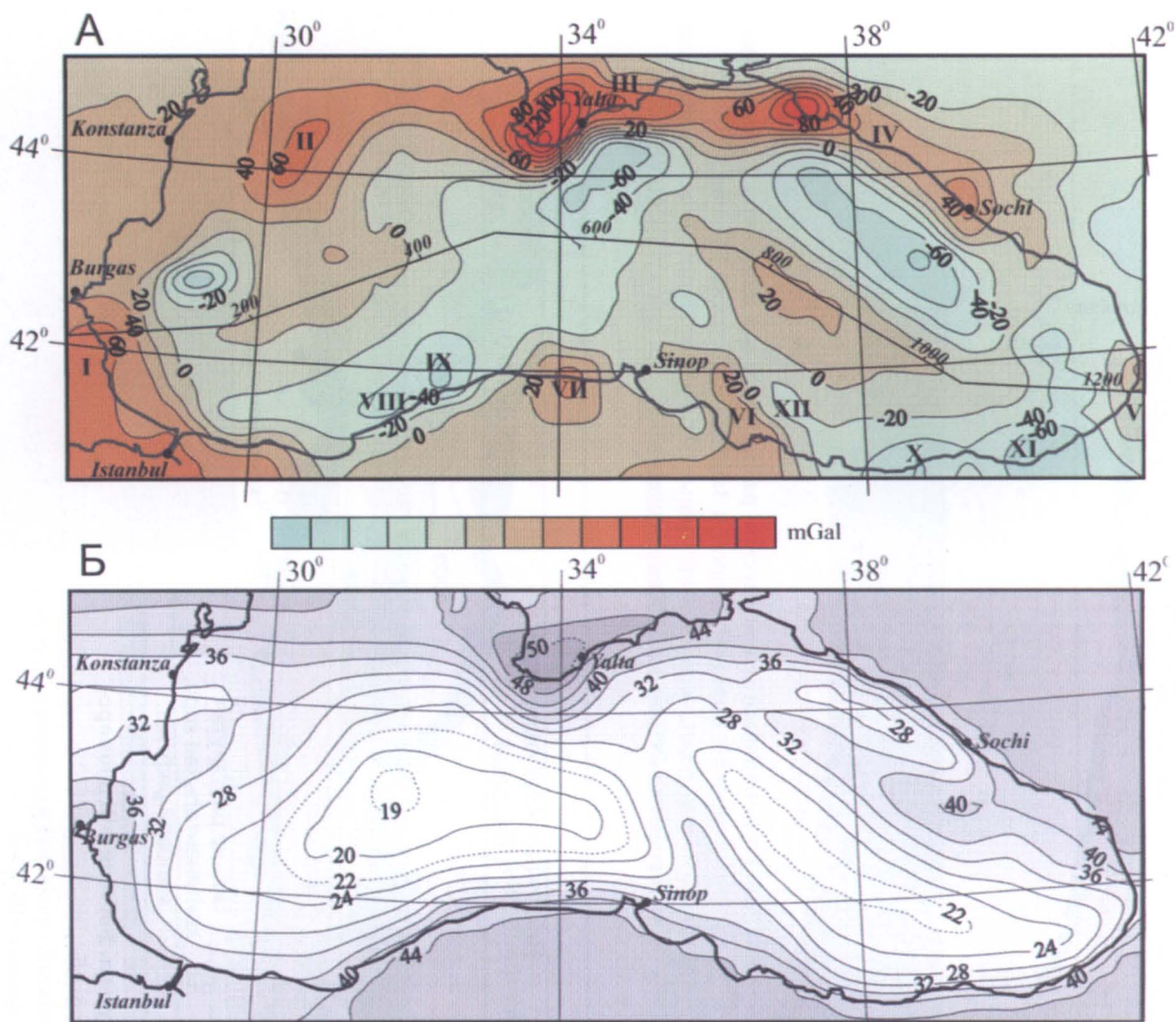


Рис. 2.3. Гравитационное поле и структура коры Черноморского региона [Starostenko et al, 2004].

А – гравияномалии; на море – в свободном воздухе, на суше – Буге. Б – толщина коры

**Условные обозначения к рис. 2.2:** 1 – складчатые глубоководные комплексы мезозоя и кайнозоя, нерасчлененные; 2 – деформированный чехол края Скифской платформы в структуре Большекавказского и Крымского орогенов; 3 – доюрские метаморфизованные комплексы; 4 – сильно деформированный край континентального террейна Шатский–Дзирула, часть складчатого сооружения Большого Кавказа; 5 – деформированные молассовые комплексы майкопа–неогена; 6 – олигоцен–неогеновые краевые флексурные прогибы с небольшими деформациями; 7 – Керченско-Таманская зона с деформированными молассами олигоцена–неогена; 8 – мел–палеоценовый аккреционный комплекс Понтид; 9 – юрские и меловой субдукционные вулканические пояса Понтид; 10 – апт–альбские грабены Понтид; 11 – деформированные эоценовые рифты с обилием вулканитов; 12 – впадины Черного моря с океанической и сильно утоненной континентальной корой; 13–15 – зоны поднятия Шатского: 13 – северная часть поднятия (Северный Шатский) с отдельными позднеюрскими карбонатными постройками;

14 – центральная часть поднятия (Центральный Шатский) с позднеюрской карбонатной платформой; 15 – южная часть поднятия (Южный Шатский, включая Рионский бассейн) с келловей–позднеюрскими эвапоритами, красноцветами и базальтами; 16 – некоторые надвиговые зоны; 17 – отдельные приподнятые структуры. Некоторые структуры: АП – Альминский прогиб, ЮК – зона Южного Крыма, С – складчатая зона прогиба Сорокина, К – Керченская складчатая зона, КТ – Керченско-Таманская зона с пологими альпийскими деформациями, ГТБК – складчатая зона глубоководного трога Большого Кавказа, Т – Туапсинская складчатая зона Туапсинского прогиба, А – Адлерская складчатая зона Туапсинского прогиба, РП – Рионский прогиб, БУ – бассейн Улус, ЦП – Центральные Понтиды, ВП – Восточные Понтиды, Д – Дзирульский массив, СШ – Северный Шатский, ЦШ – Центральный Шатский, ЮШ – Южный Шатский, СГ – Синопский неогеновый грабен, РО – разломная надвиговая зона Орду, РТ – разломная надвиговая зона Трабзон



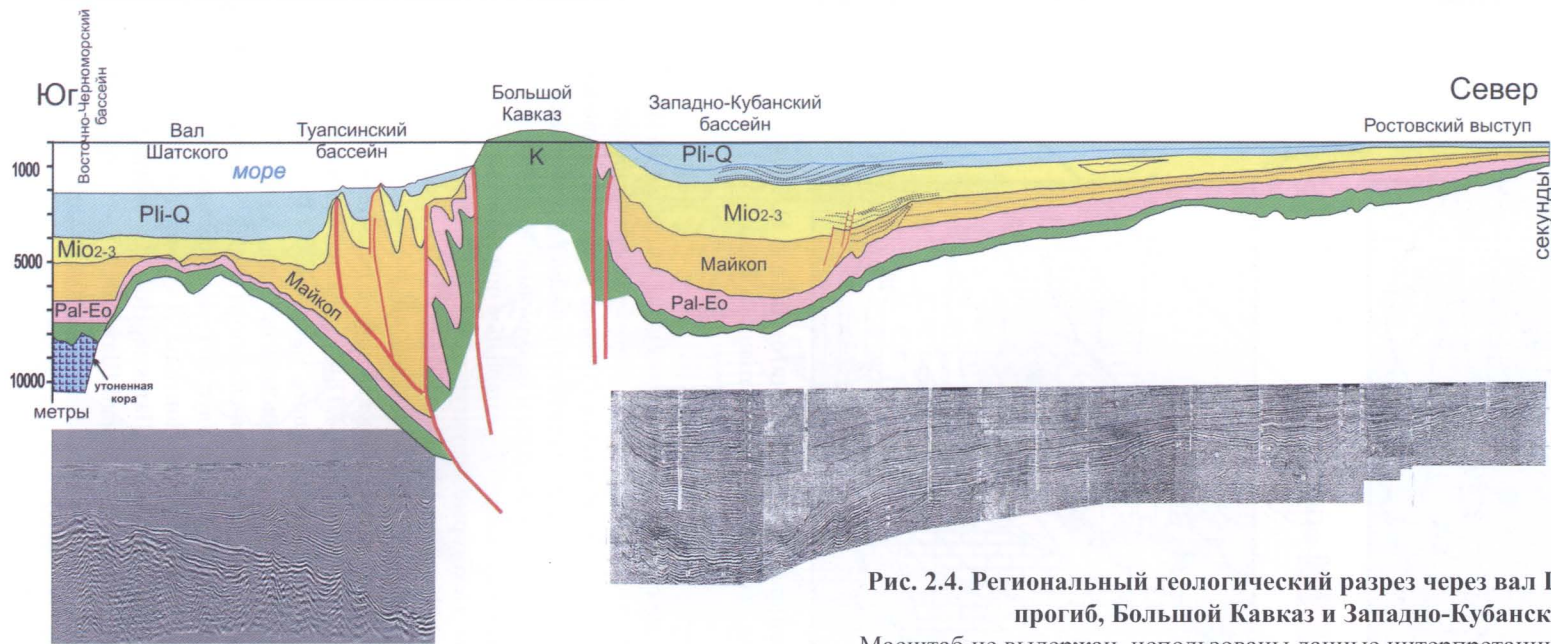


Рис. 2.4. Региональный геологический разрез через вал Шатского, Туапсинский прогиб, Большой Кавказ и Западно-Кубанский бассейн.

Масштаб не выдержан, использованы данные интерпретации сейсмических профилей (профили показаны) и полевые исследования. Составил А.М. Никишин

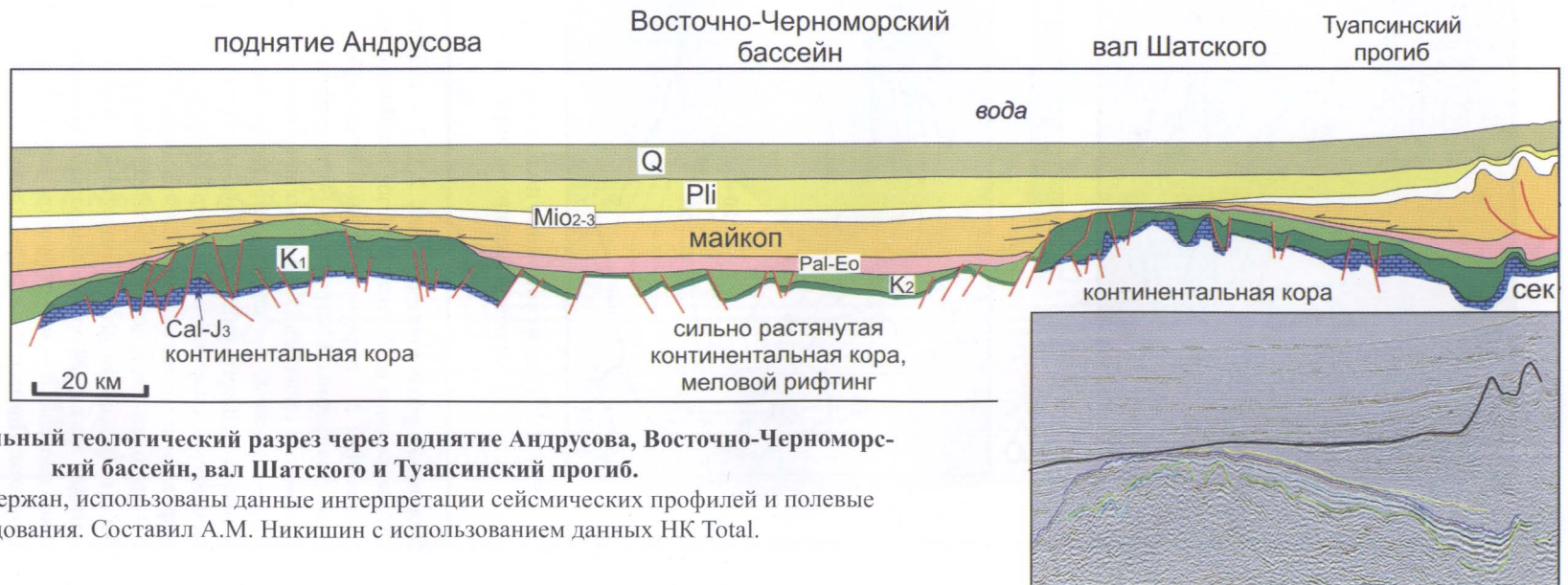
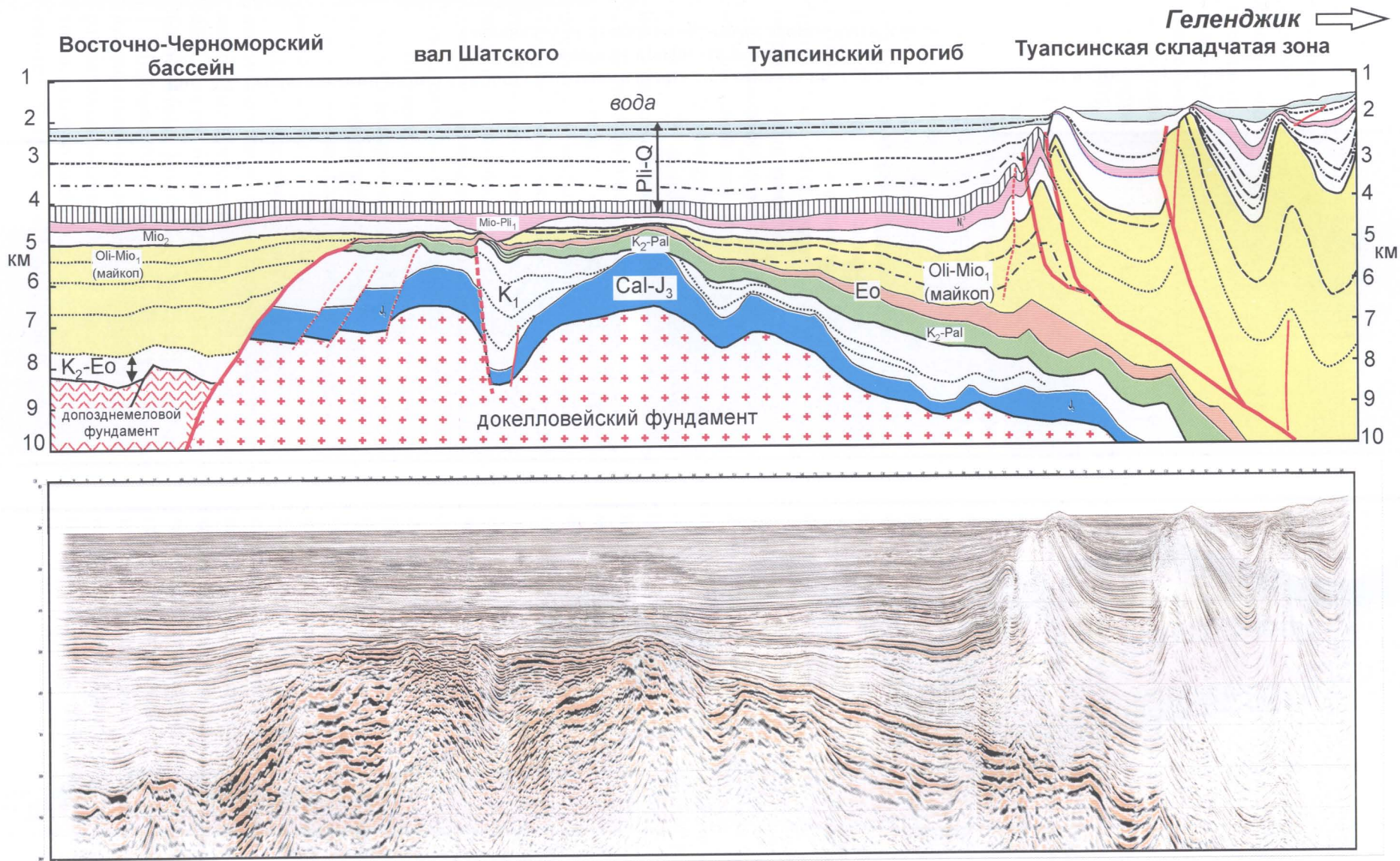


Рис. 2.5. Региональный геологический разрез через поднятие Андрусова, Восточно-Черноморский бассейн, вал Шатского и Туапсинский прогиб.

Масштаб не выдержан, использованы данные интерпретации сейсмических профилей и полевые исследования. Составил А.М. Никишин с использованием данных НК Total.





**Рис. 2.6. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-40 [Афанасенков и др., 2005в].**

Обозначения возрастов: Cal-J<sub>3</sub> – келловей – верхняя юра, K<sub>1</sub> – ранний мел, K<sub>2</sub>-Pal – верхний мел – палеоцен, Eo – эоцен, Oli-Mio<sub>1</sub> – олигоцен – ранний миоцен (майкоп), Mio<sub>2</sub> – средний миоцен, Mio<sub>3</sub>-Pli<sub>1</sub> – поздний миоцен – ранний плиоцен, Pli-Q – плиоцен-квартер, K<sub>2</sub>-Eo – поздний мел – эоцен в Восточно-Черноморском бассейне. Индексы возрастов даны согласно шкале У.Б. Харланда [1985]



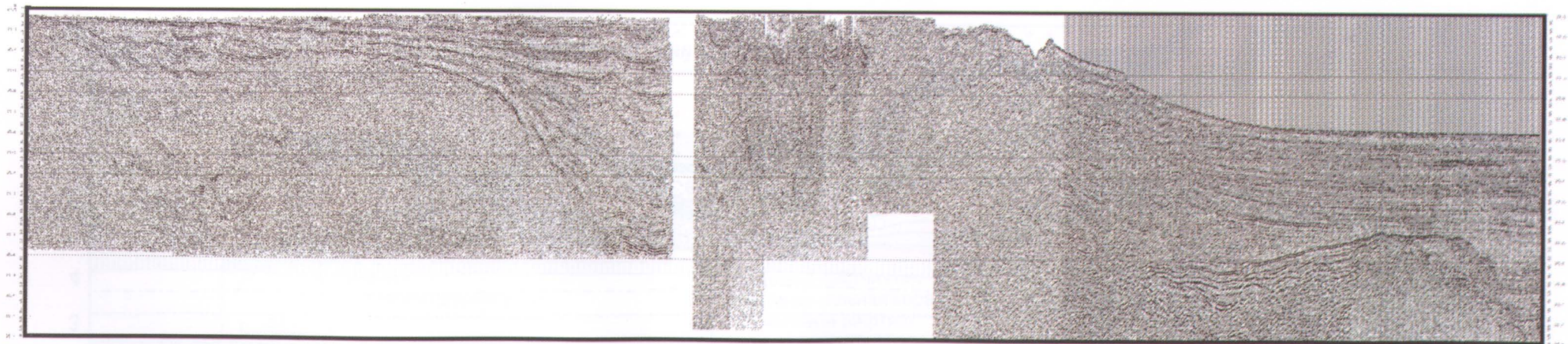
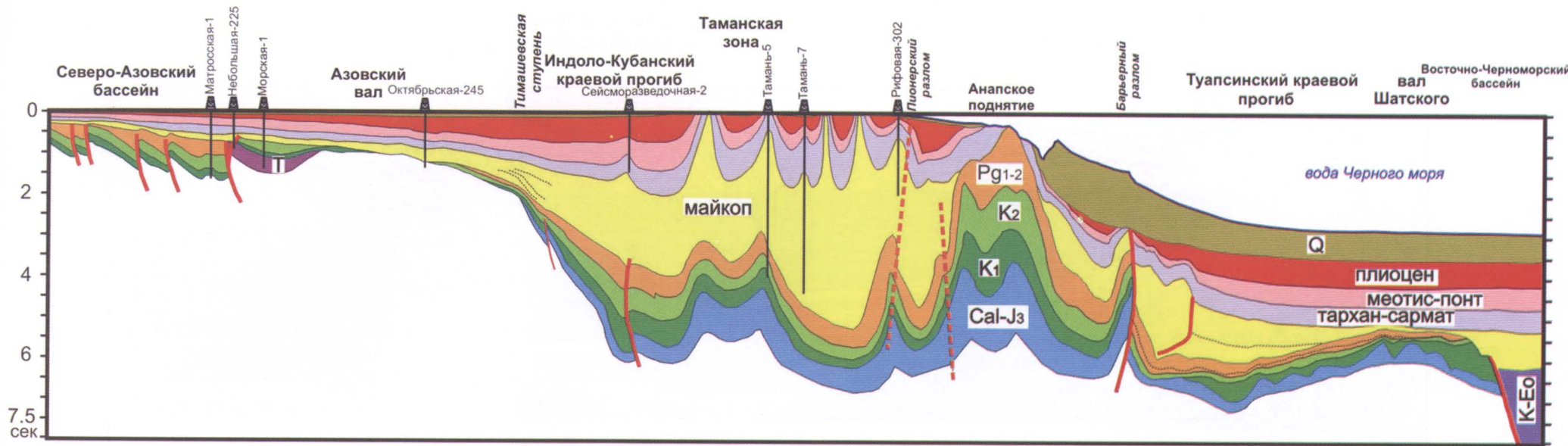


Рис. 2.7. Геологический разрез для зоны Анапского выступа и сопряженных прогибов, основанный на интерпретации сейсмических профилей и данных бурения.

Составил А.М. Никишин на основе данных МПР России

В районе Черного моря выделяется серия литосферных блоков (подробнее см. раздел 5), которые перемещались друг относительно друга в мезозое и кайнозое. К югу от серии этих блоков проходит офиолитовая мел-палеоценовая сутура Измир–Анкара–Севан, которая была краем Европейского палеоконтинента и отделяла его от сложно устроенного океана Тетис. Ниже последовательно рассмотрены все основные тектонические единицы Восточно-Черноморского региона, базируясь, в основном на работы [Никишин и др., 2005, 2006].

### 2.1.1. Складчатая структура Южного Крыма

В пределах Южного (Горного) Крыма по основным угловым несогласиям выделяются следующие структурные единицы (рис. 2.8–2.14): (1) дотриасовый фундамент; (2) складчатый триасовый флишевый комплекс; (3) складчатый нижнеюрско-ааленский турбидитовый глубоководный комплекс; (4) складчатый ааленско-раннебайосский молассовый комплекс; (5) складчатый байосско-батский вулканогенно-осадочный островодужный комплекс; (6) келловейско-раннеберриасский умеренно деформированный разнофациальный рифтовый и шельфовый комплекс; (7) мел-эоценовый чехольный шельфовый комплекс; (8) олигоцен-неогеновый синорогенный молассовый комплекс.

Дотриасовый байкальско-герцинский складчатый комплекс образует метаморфический фундамент и вскрыт несколькими скважинами. Триасовый комплекс сложен нижнетаврической свитой позднего триаса и ее аналогами и образован флишево-обломочной толщей. На границе триаса и юры имели место орогенические события, характер которых изучен пока слабо.

Нижнеюрско-ааленский комплекс представлен верхнетаврической свитой и ее аналогами, образованными турбидитами разной плотности и олистостромами. Складчатые деформации имели место в аалене.

Аален-нижнебайосский комплекс представлен молассовыми отложениями, выполнявшими межгорные депрессии (бешуйская свита) и краевой прогиб (битакская свита). Перед поздним байосом была фаза складчатых деформаций.

Байосско-батский комплекс представлен вулканогенно-осадочными островодужными образованиями позднего байоса и песчано-глинистой морской толщей бата. Перед келловеем была сильная фаза складчато-надвиговых деформаций,

величина которых уменьшалась с запада на восток.

Келловейско-раннеберриасский комплекс образует разнофациальную толщу; из-за дискуссионности стратиграфического расчленения и неоднозначной интерпретации тектонической структуры имеются проблемы в интерпретации данного комплекса. В целом, выделяются следующие типы разрезов: (1) шельфовая карбонатная платформа; (2) пояса рифтовых карбонатных построек поздней юры – раннего берриаса; (3) линзы прибрежно-морских конгломератов мощностью более 500 м; (4) толщи обломочных пород от конгломератов до глин с генезисом от аллювиального до турбидитового высокой плотности; (5) толщи обломочных пород с крупными олистолитами верхнеюрских карбонатов (включая оползшие рифовые постройки). Мы реконструируем данный комплекс как зону от мелководного шельфа до глубоководного трога с рифовым поясом по краям шельфа (см. рис. 2.13). В берриасе комплекс подвергся деформациям, масштабы которых пока дискуссионны.

Мел-эоценовый комплекс образует осадочный платформенный чехол мощностью более километра, в котором имеются несогласия. Наиболее четко обоснованы предпозднеальбское и предсреднеэоценовое угловые несогласия (рис. 2.15). Валанжин–баррем представлен в основном терригенными отложениями с отдельными горизонтами шельфовых карбонатов. Для апта и альба также характерны глины и песчаники. Перед поздним альбом территория Юго-Западного Крыма испытала фазу эрозии и воздымания на величину не менее 250 м. С этой фазой воздымания связано формирование углового несогласия с величиной 0–8°. Причина воздымания дискуссионна. Есть два возможных объяснения. Первое – в апте–альбе в области современного Черного моря была фаза рифтинга, с которой связано воздымание плечей рифтов и вертикальные движения в Горном Крыму. Второе – в альбе проявилась австрийская фаза деформаций сжатия, характерная для области Балканского полуострова, в связи с которой имели место вертикальные движения и в Крыму. В Горном Крыму имеется структура, называемая Салгирский грабен и выполненная отложениями апта–альба, которую М.В. Муратов рассматривал как грабенную. Эта точка зрения является дискуссионной (возможно, это не грабен, а просто заполненная осадками эрозионная долина). В Горном Кры-



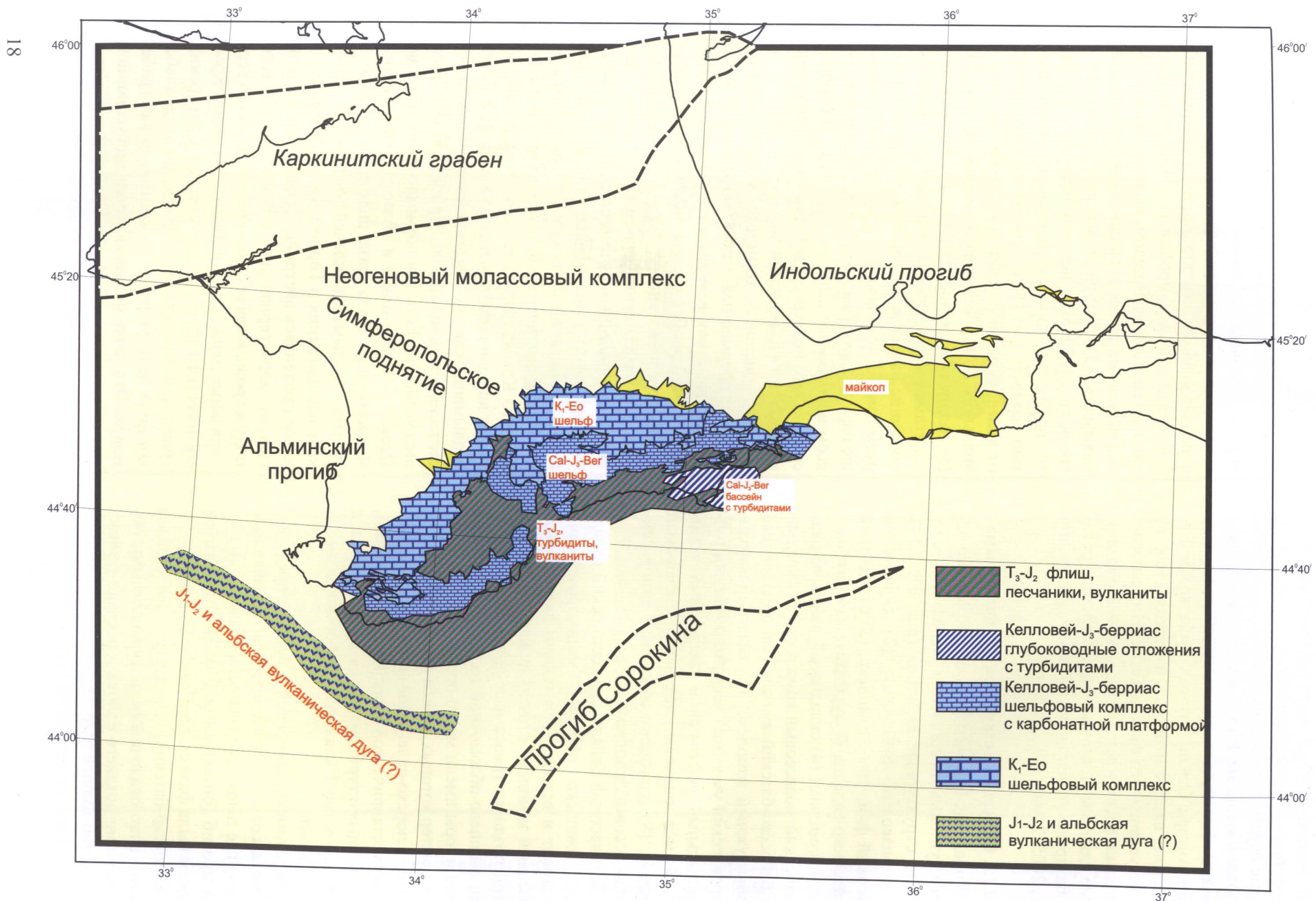
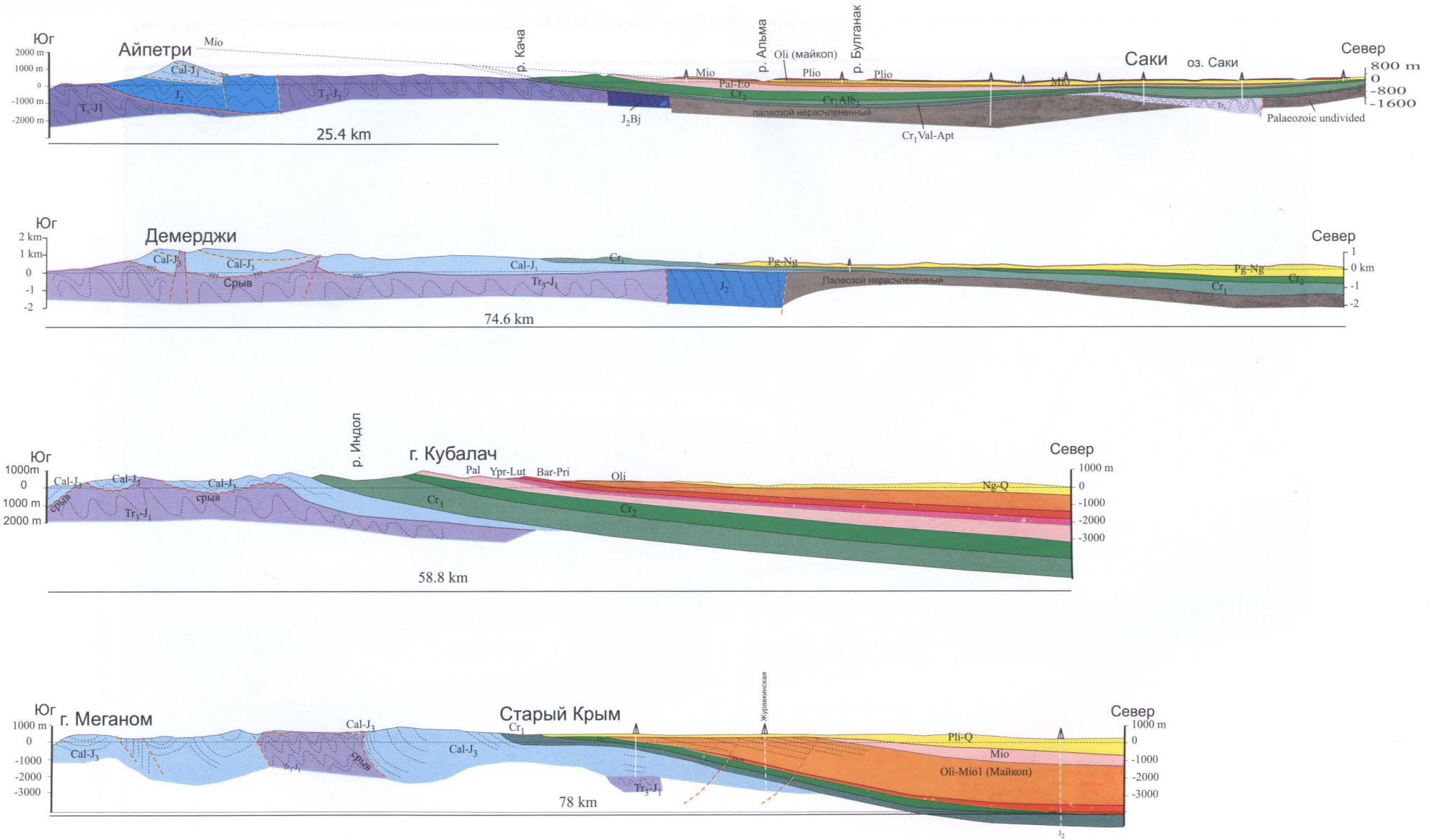


Рис. 2.8. Тектоническая схема Крымского региона



**Рис. 2.9. Геологические разрезы через район Горного Крыма.**  
 Составил А.М. Никишин с использованием данных М.В. Муратова



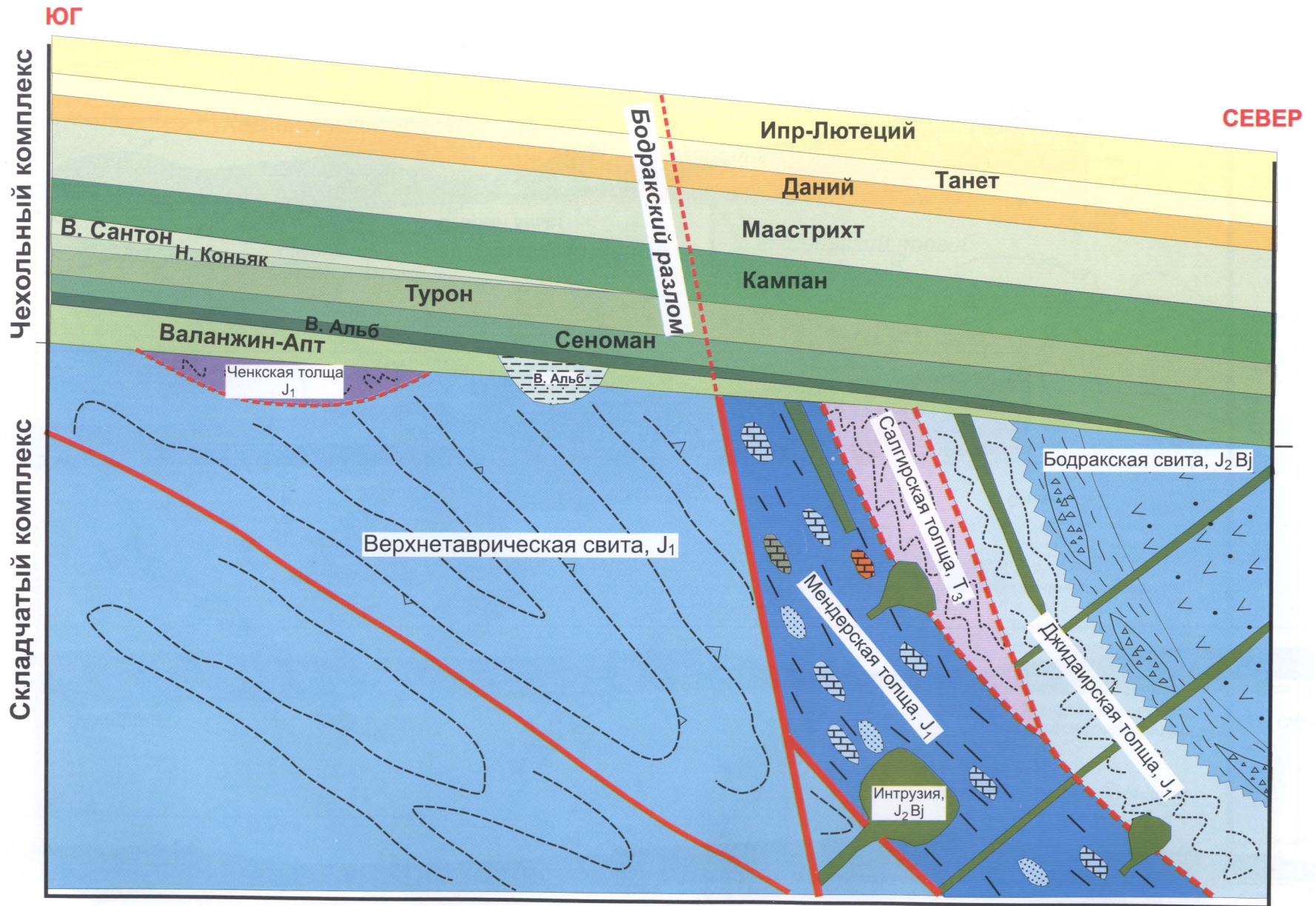


Рис. 2.10. Схема соотношения основных структурных единиц Бахчисарайского района Юго-Западного Крыма. Составил А.М. Никишин



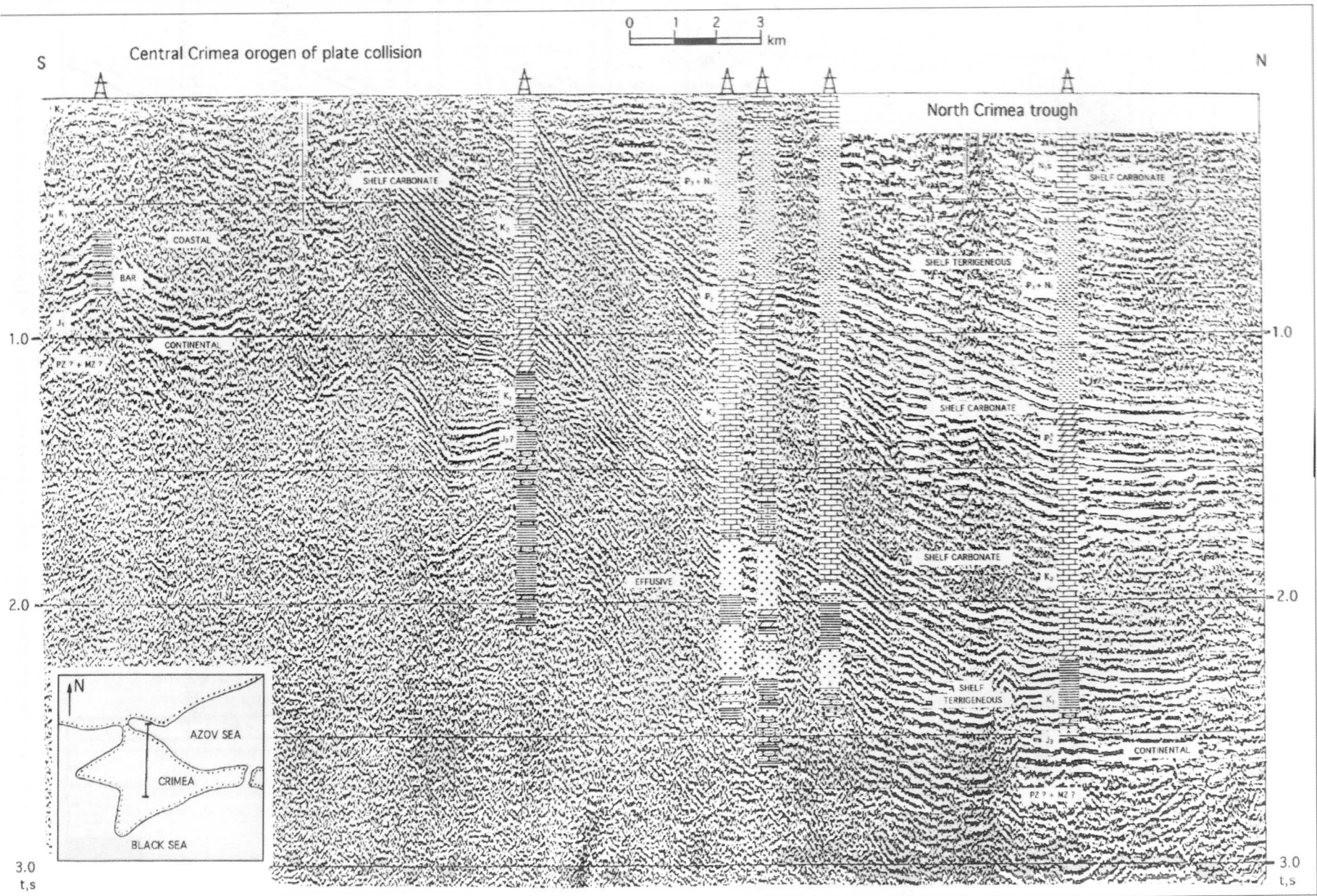


Рис. 2.11. Сейсмический профиль и скважины для района Скифской платформы Крыма. Данные Мингео СССР

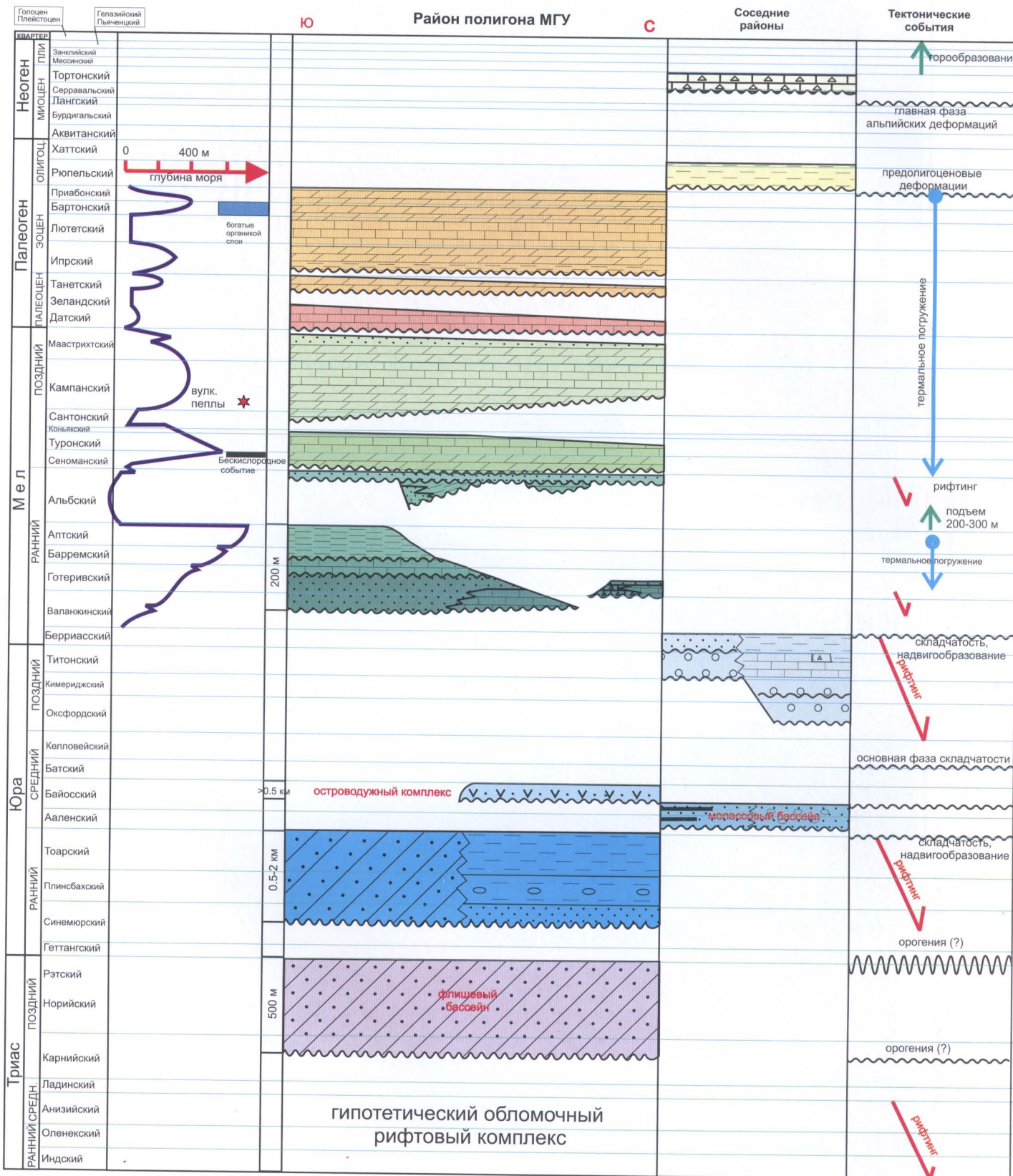


Рис. 2.12. Хроностратиграфическая схема района полигона МГУ (Бахчисарайский район).  
 Составил А.М. Никишин



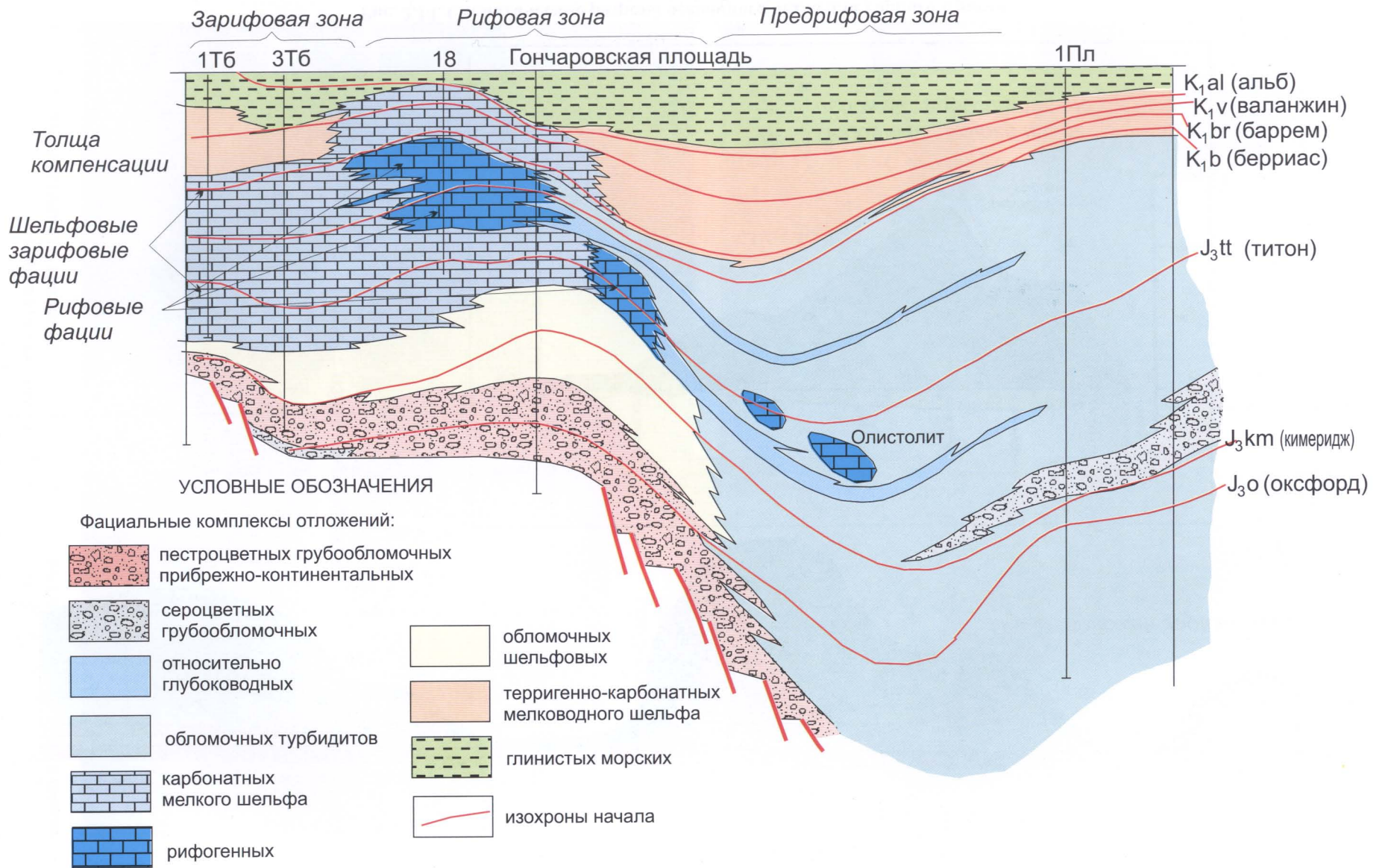


Рис. 2.13. Схема строения зоны борта Восточно-Крымского бассейна (фациально-геоморфологическая реконструкция)

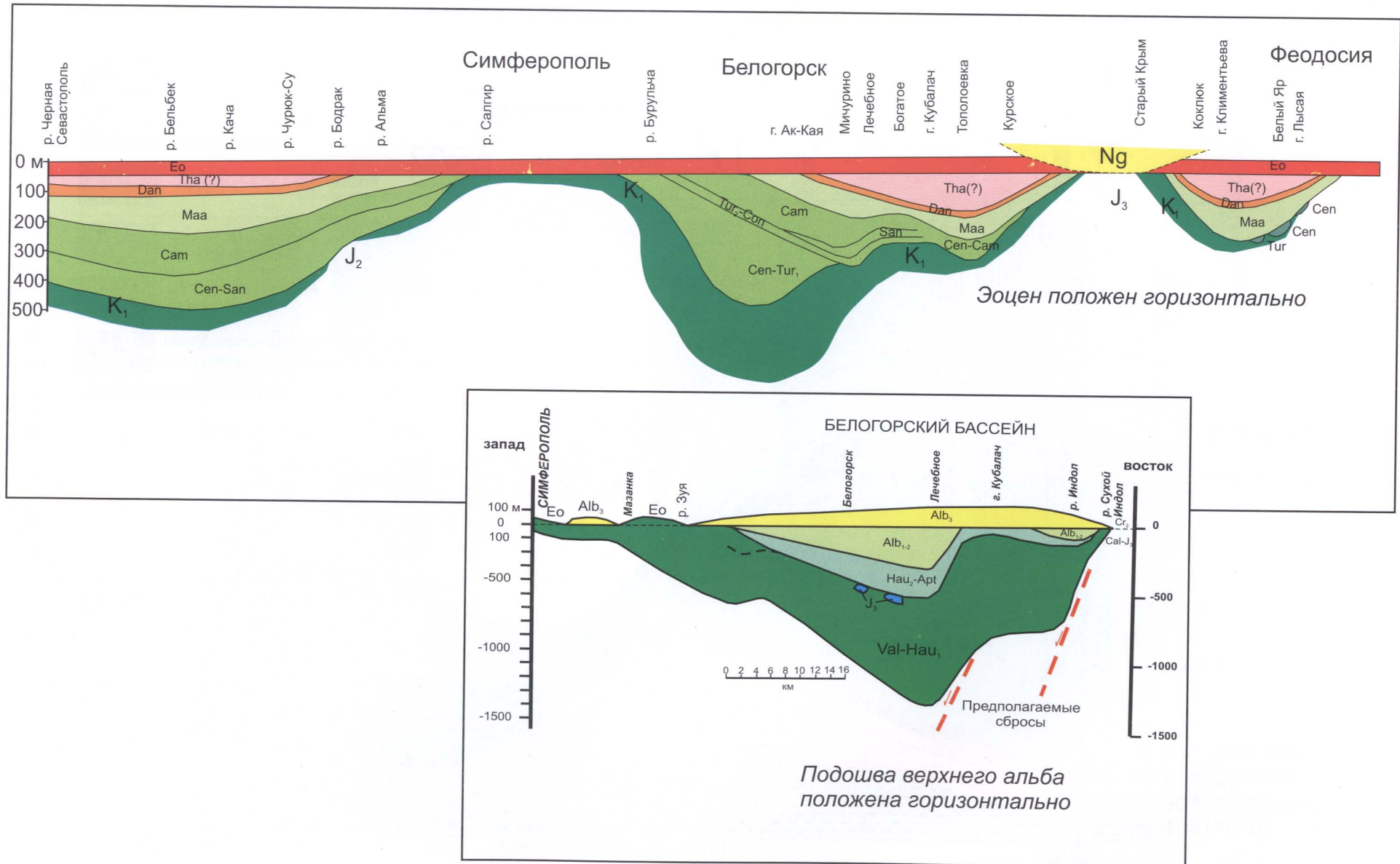


Рис. 2.14. Схематические разрезы осадочного чехла для Горного Крыма.  
Составил А.М. Никишин с использованием данных М.В. Муратова





**Рис. 2.15.** Вид обнажения с границей эоценовых нуммулитовых известняков и глин олигоцена (майкопа), район г. Белогорска, Крым.

Фото А.М. Никишина



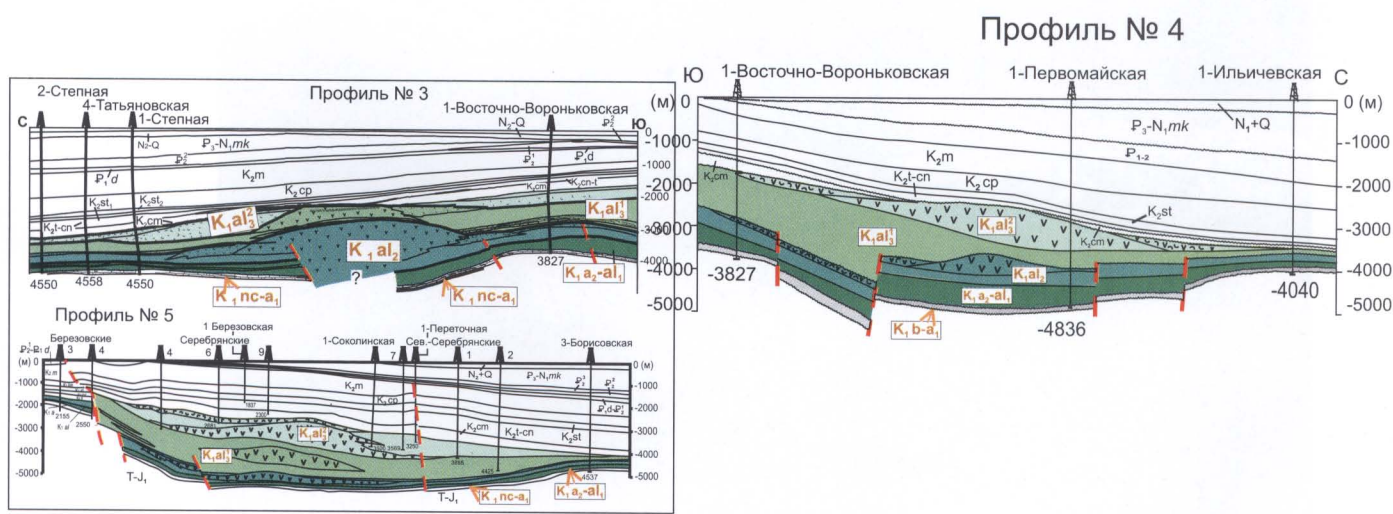
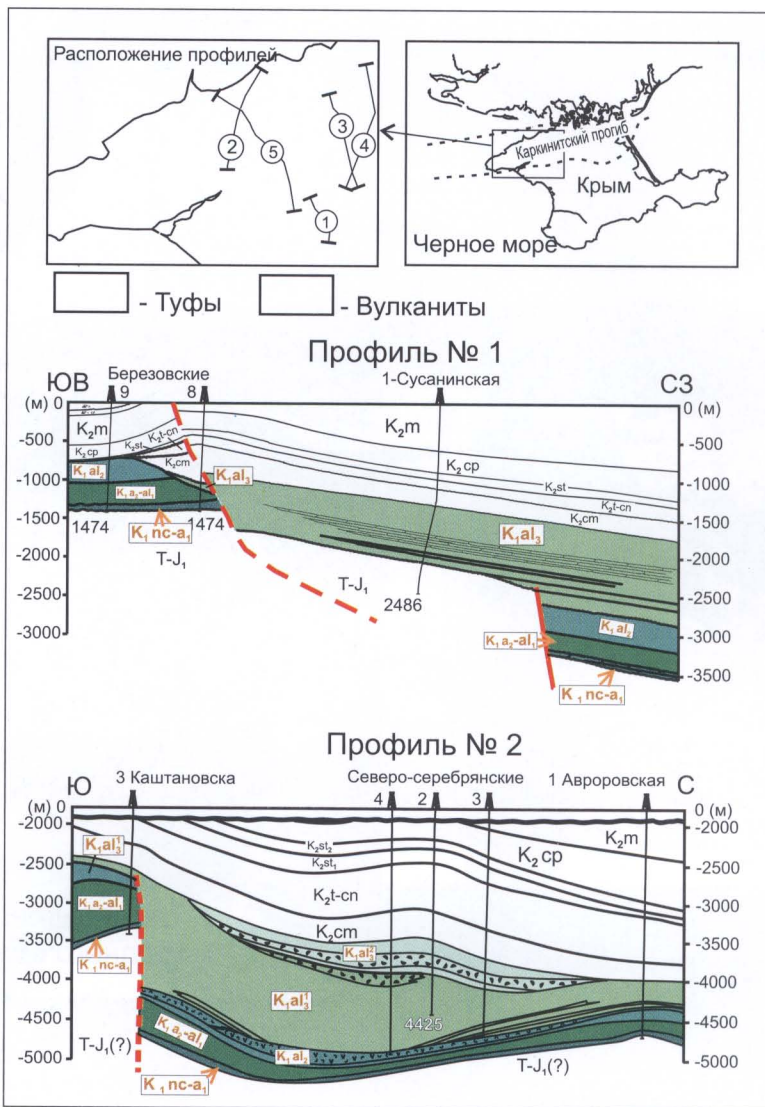


Рис. 2.16. Сейсмогеологические разрезы для Каркинитского бассейна [Никишин и др., 2005]



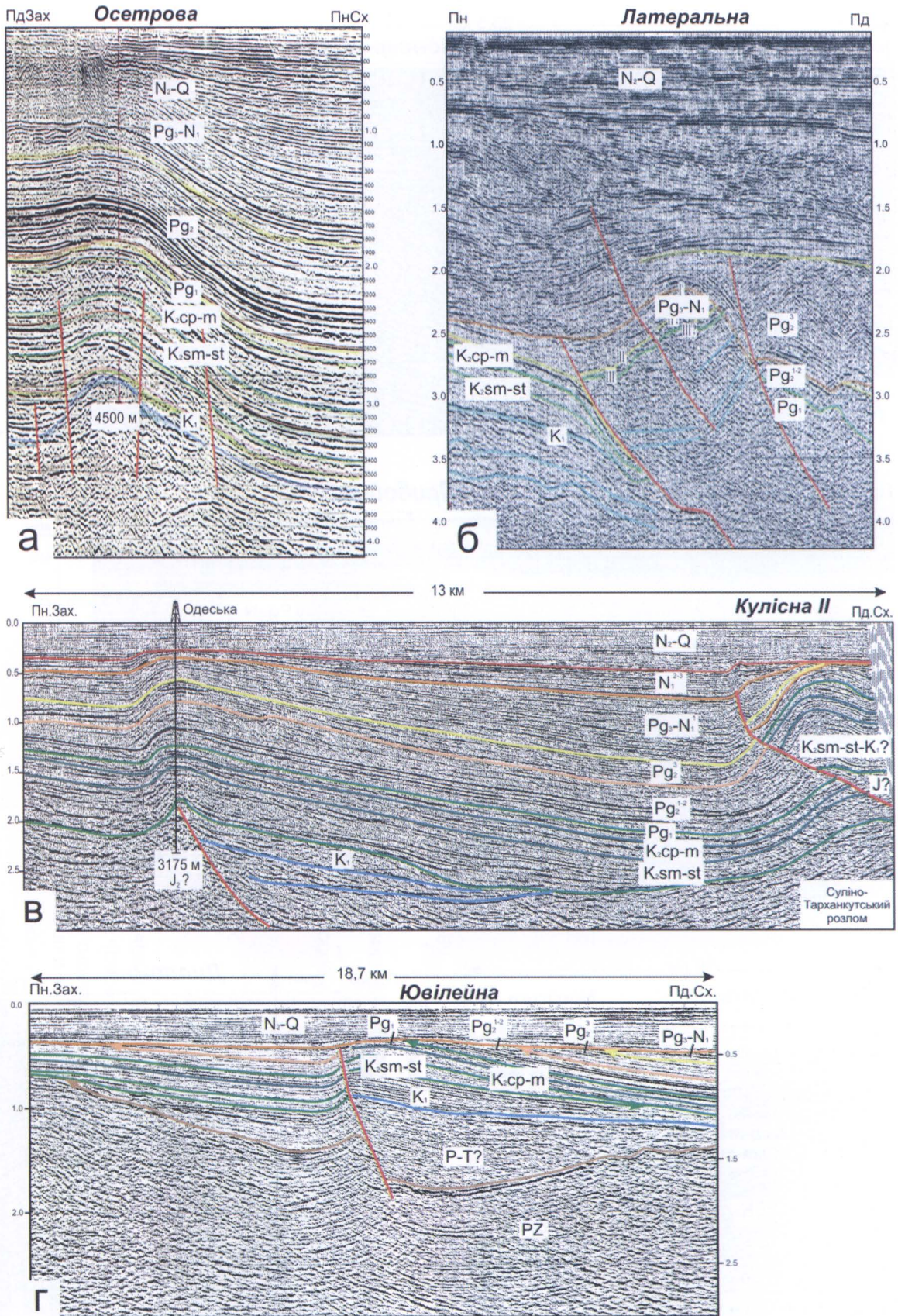
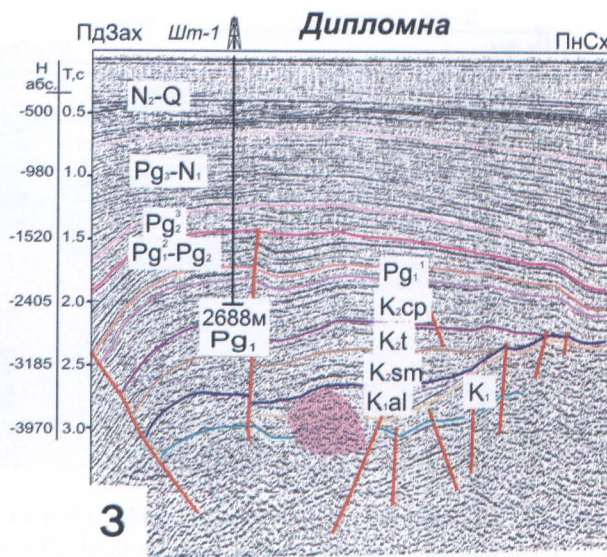
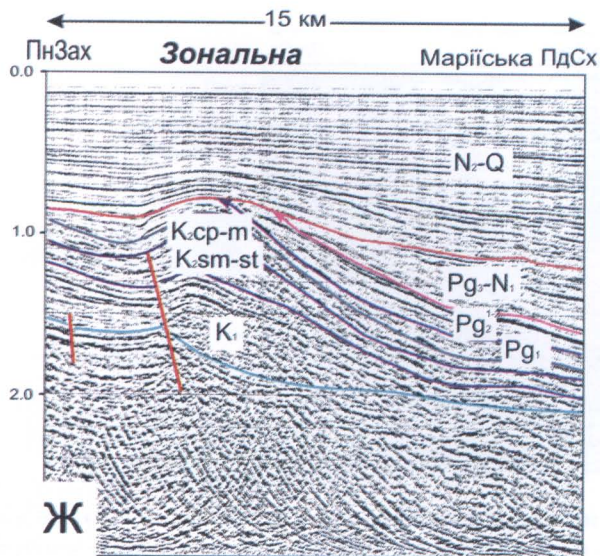
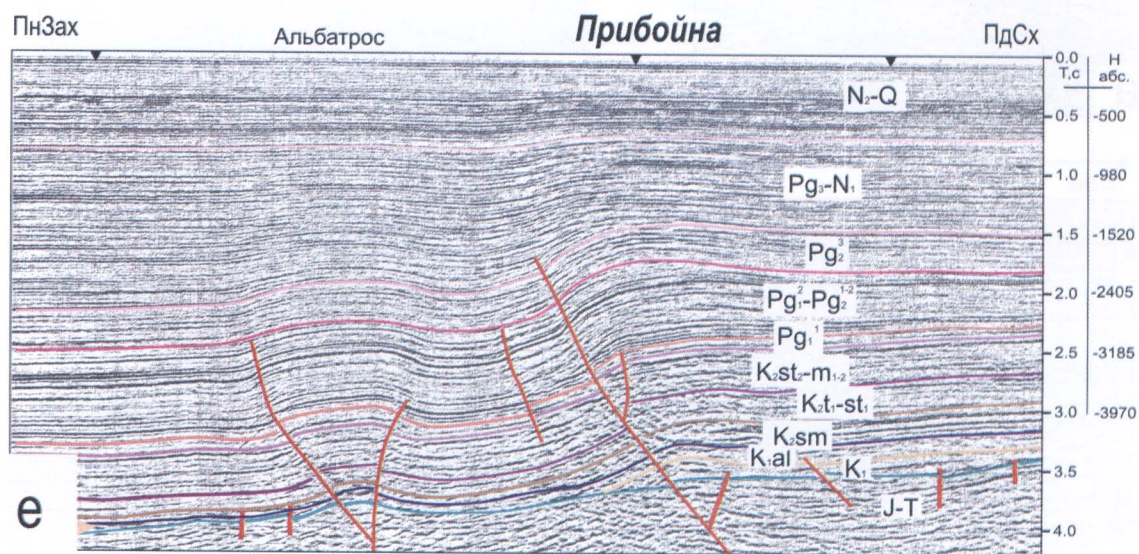
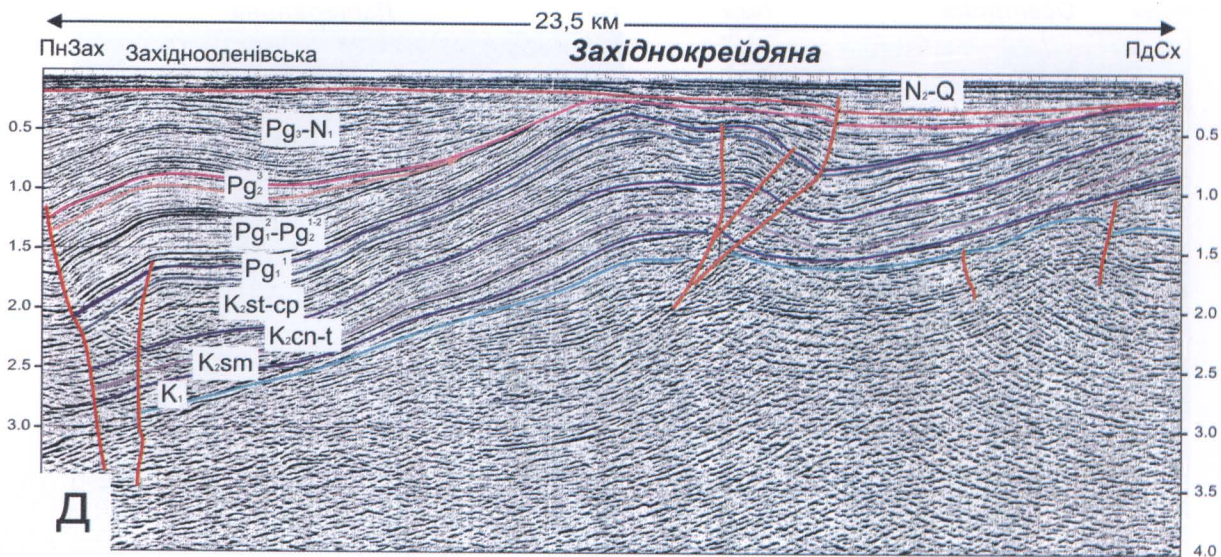


Рис. 2.17. Фрагменти сейсмических профилей и их интерпретации для района Одесского шельфа для участков поиска углеводородов [Стовба и др., 2006] (листы 1 и 2) и карта расположения выделенных структур в украинской части Черного моря (лист 3).

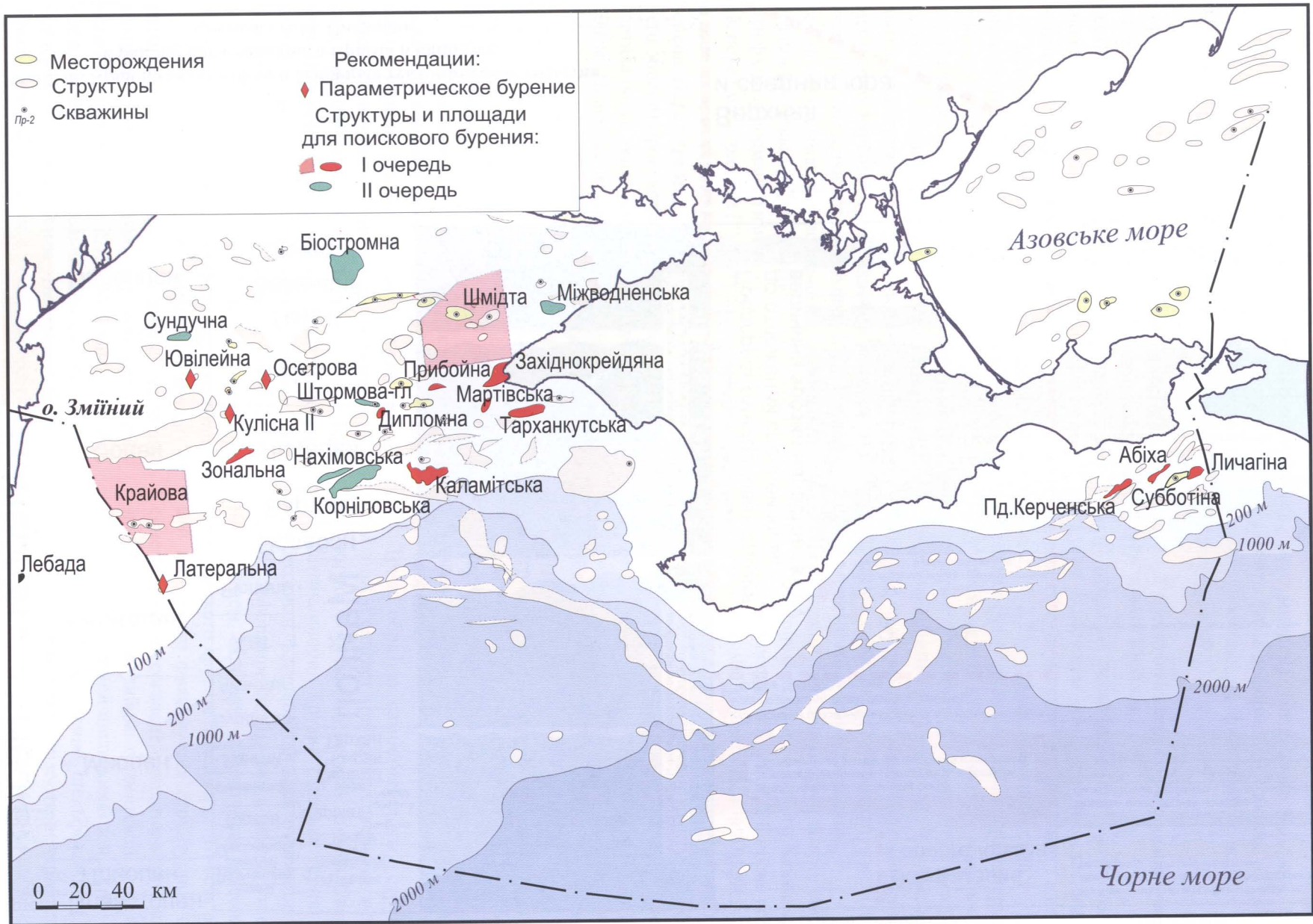
Лист 1. а-г – структуры, рекомендованные для параметрического бурения





Лист 2. д-з – структури, рекомендованые для поискового бурения





Лист 3. Карта расположения выделенных структур в украинской части Черного моря



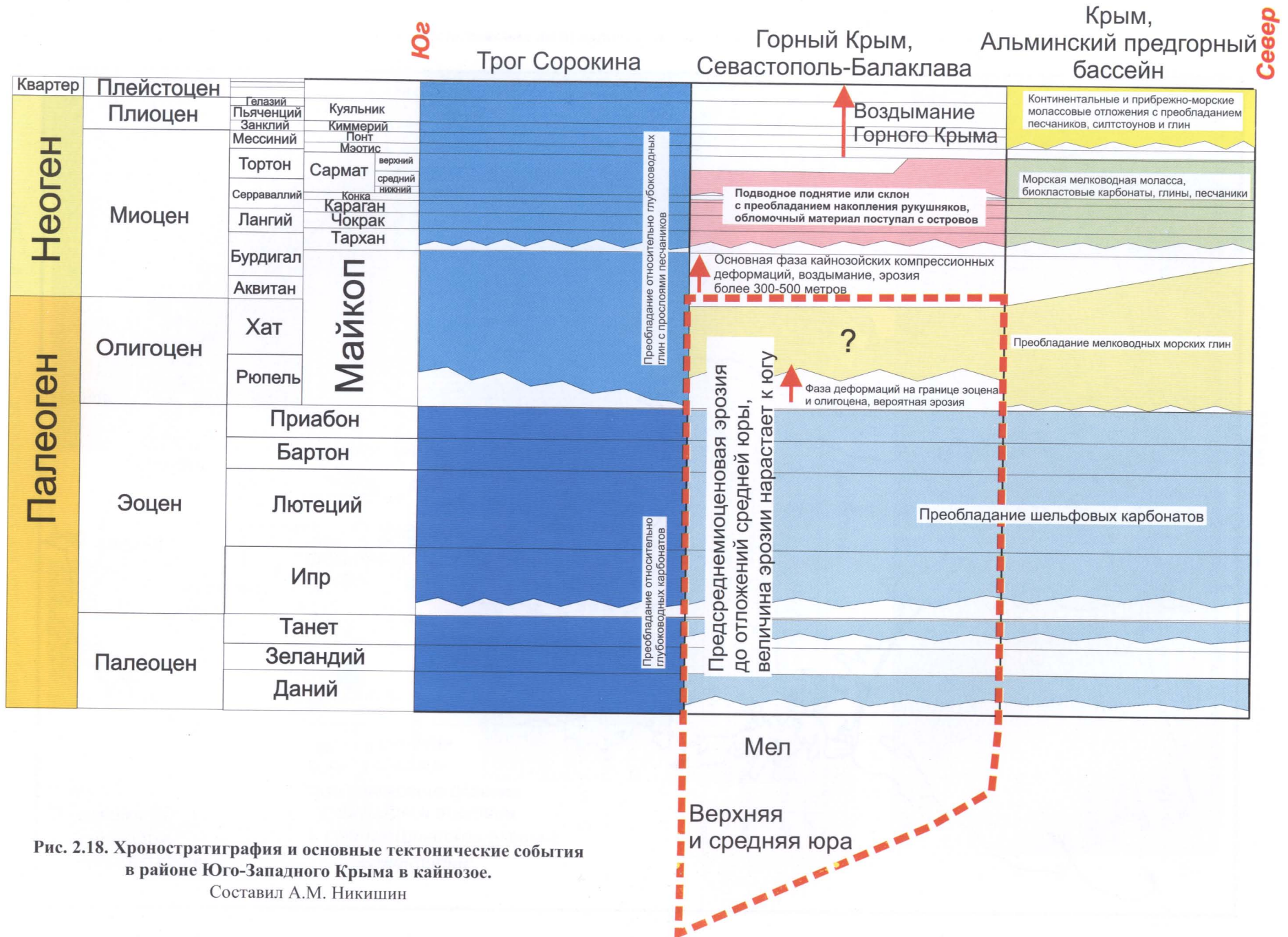


Рис. 2.18. Хроностратиграфия и основные тектонические события в районе Юго-Западного Крыма в кайнозое.

Составил А.М. Никишин

му также имеется нижнемеловой Белогорский грабен (см. рис. 2.14), в пределах которого в обломочных толщах встречаются крупные олистолиты позднеюрских известняков. На севере Степного Крыма и в пределах Одесского шельфа Черного моря известен Каркинитский грабен с хорошо выраженным альбским этапом рифтинга (рис. 2.16, 2.17). В целом, можно считать, что в альбе или апте-альбе в области Крыма имела место фаза континентального рифтинга, однако хронология событий и их корреляция пока строго не обоснованы.

Хроностратиграфия и основные тектонические события в районе Юго-Западного Крыма в кайнозое сведены на рисунке 2.18.

Начиная с конца альба или с позднего мела и до конца палеоцена область Горного Крыма испытывала погружение с формированием преимущественно карбонатного осадочного чехла. На этом фоне выделяются небольшие фазы относительного воздымания и небольших деформаций с углами несогласий в чехле менее одного градуса. Эти фазы деформаций имели место внутри сантона, перед маастрихтом (?), на границе маастрихта и дания, перед танетом и на границе палеоцена и эоцена. Перед средним эоценом (или в ходе раннего эоцена) происходили дифференцированные вертикальные движения с амплитудами не менее 500 м. Наиболее известная структура воздымания того времени – Симферопольское поднятие (см. рис. 2.14). В его пределах средний эоцен (толща нуммулитовых известняков верхнего ипра – раннего лютетия) ложится на различные горизонты мела.

Олигоцен–неогеновый комплекс в Крыму образует синорогенную молассу. Олигоцен (майкоп) в Горном Крыму залегает с размывом на эоцене, при этом величина этого размыва в разных районах различная. В западной части Горного (Южного) Крыма и в пределах Одесского шельфа олигоцен с небольшим размывом (или практически без размыва) залегает на позднем эоцене. Восточнее, в районе г. Белогорска (гора Ак-Кая, село Пролом) терминальный олигоцен – нижний миоцен (верхи майкопской толщи) с размывом залегает на среднем эоцене (на толще нуммулитовых известняков верхнего ипра – раннего лютетия) (см. рис. 2.15). Майкопская толща представлена относительно однородными слабоалевритистыми глинами. На западе Горного Крыма средний миоцен с угловым несогласием залегает на разновозрастных отложениях от олигоцена до средней юры включительно, из чего

следует, что основные альпийские деформации в пределах запада Горного Крыма проявились до среднего миоцена. На востоке Крыма сложнее выделить фазы деформаций, так как на сейсмических профилях не фиксируется четких угловых несогласий.

### 2.1.2. Складчатая структура западной части Большого Кавказа

В пределах западной части Большого Кавказа по основным угловым несогласиям выделяются следующие структурные единицы (рис. 2.19–2.23): (1) допозднепермский герцинский складчатый фундамент; (2) верхнепермский осадочный чехол; (3) триасовый чехольный и складчатый комплекс; (4) нижне-среднеюрский (докелловейский) чехольный и складчатый комплекс; (5) келловейско–эоценовый чехольный и складчатый комплекс; (6) олигоцен–неогеновый синорогенный молассовый комплекс.

Герцинский складчатый фундамент обнажается на северном склоне Большого Кавказа и на Дзирульском массиве в Грузии. Он также вскрыт многочисленными скважинами в Предкавказье и достаточно хорошо изучен. Данный комплекс образован многочисленными структурно-вещественными единицами позднепротерозойского и палеозойского возрастов. Комплекс испытал много фаз складчато-надвиговых деформаций, завершающие этапы которых имели место в карбоне – ранней перми.

Верхнепермский осадочный чехол изучен на северных склонах Большого Кавказа. Он образован в основном шельфовыми карбонатами, формировавшимися в пределах обширного шельфового бассейна.

Триас образует самостоятельный структурный этаж и слагает три зоны: северную, осевую и южную. В пределах осевой зоны в Сванетском антиклинории Грузии (дизская серия) триас образован флишеподобными отложениями и сильно деформирован. На нем с резким угловым несогласием залегают обломочные отложения синемюрского яруса нижней юры. То-есть в осевой зоне четко фиксируется структурное предсинемюрское несогласие, свидетельствующее о значительной норийско-геттангской орогении. В пределах северной шельфовой зоны триас образован преимущественно шельфовыми карбонатами с отдельными горизонтами терригенных пород. На южной части триасовой карбонатной платформы выделяются карбонатные рифовые постройки. В этой зоне нижняя юра с небольшим







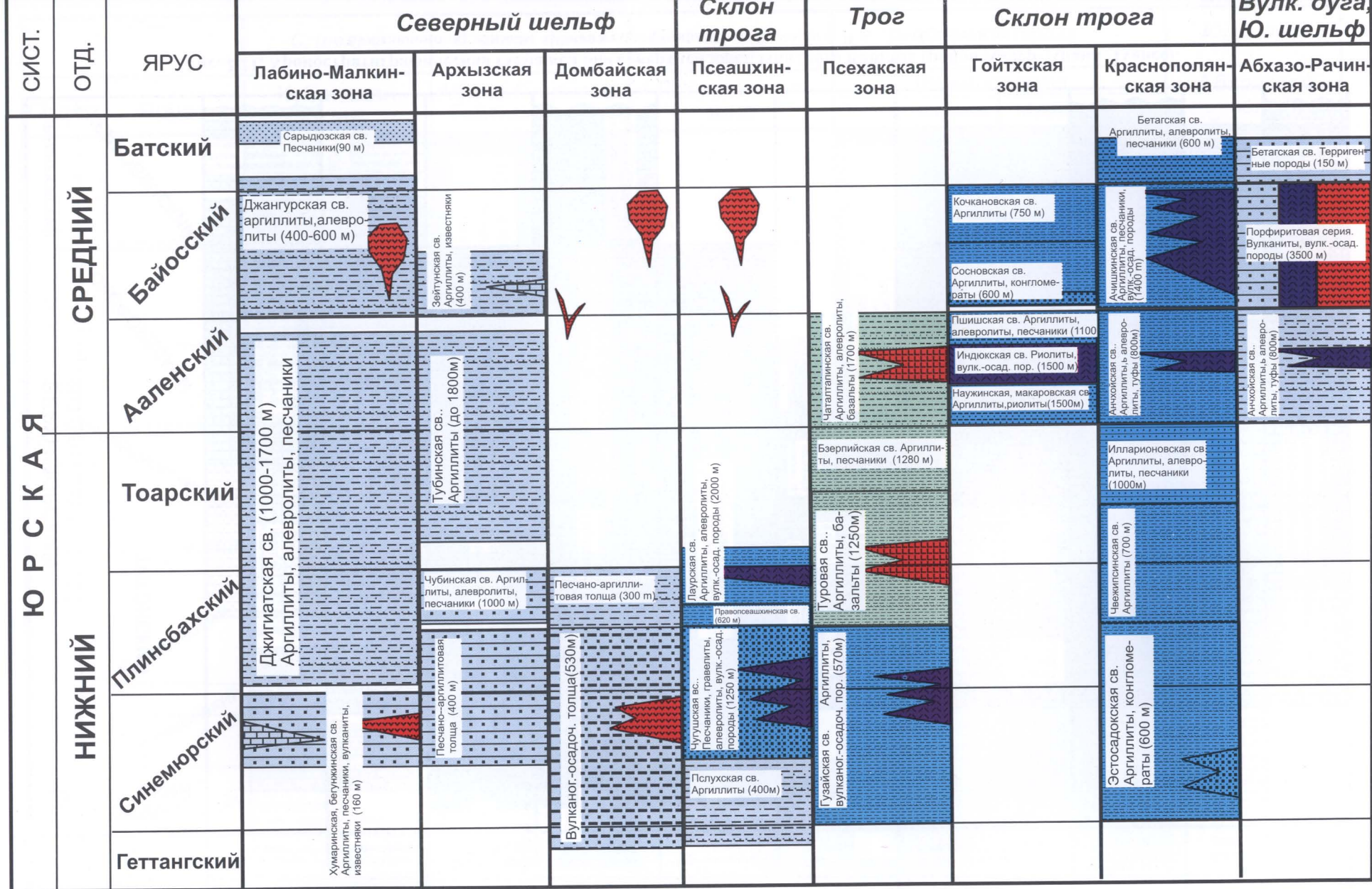


Рис. 2.20. Хроностратиграфия нижней–средней юры Западного Кавказа (район Adler–Tuapse–Hadzhenk).

Составлено по данным «Кавказгеолсъемка», Н.И. Пруцкого, В.А. Лаврищева и др.



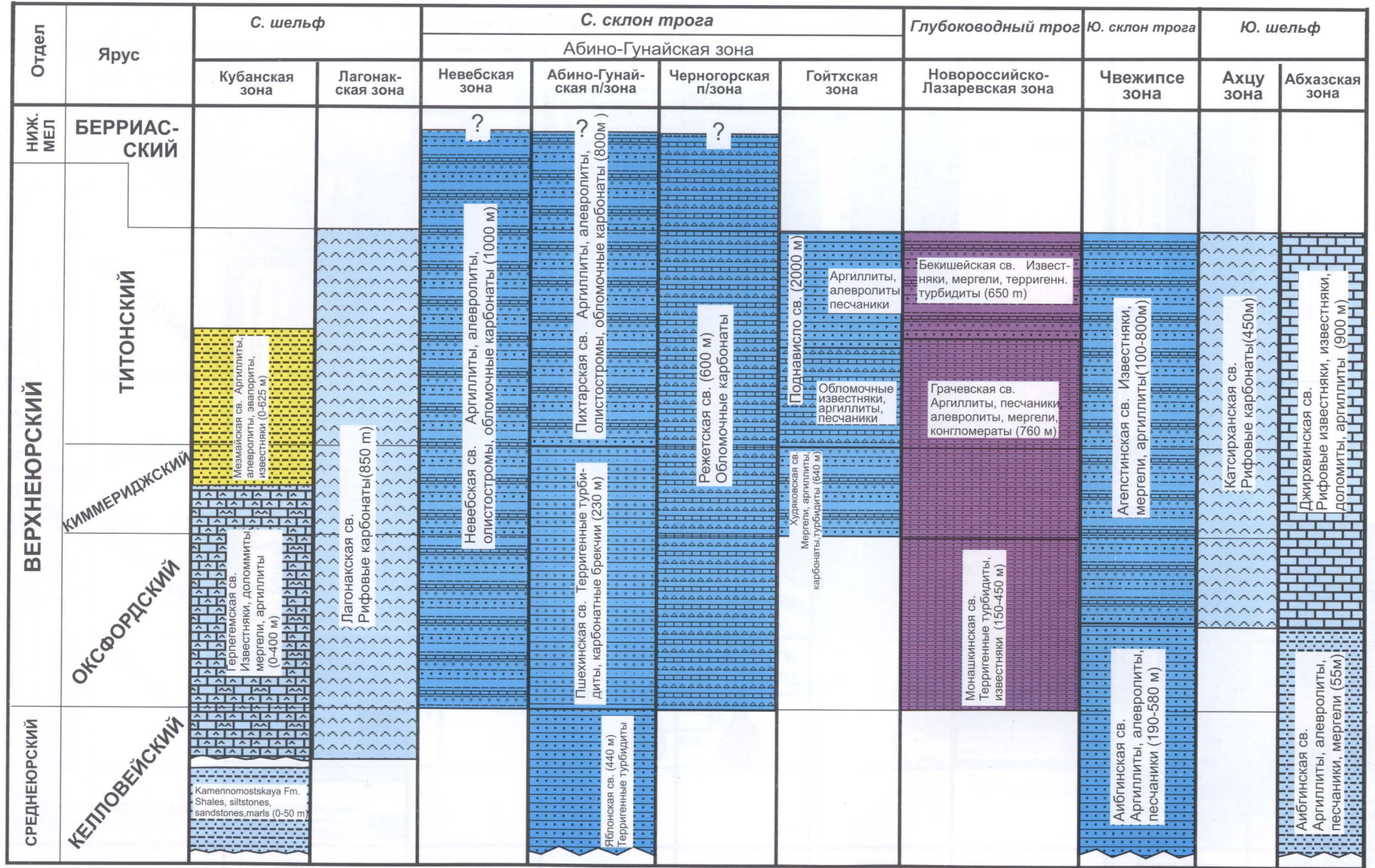


Рис. 2.21. Хроностратиграфическая схема келловей–верхней юры Западного Кавказа (район Адлер–Анапа–Туапсе).

Составлено по данным «Кавказгеолъемка», Н.И. Пруцкого, В.А. Лаврищева и др.



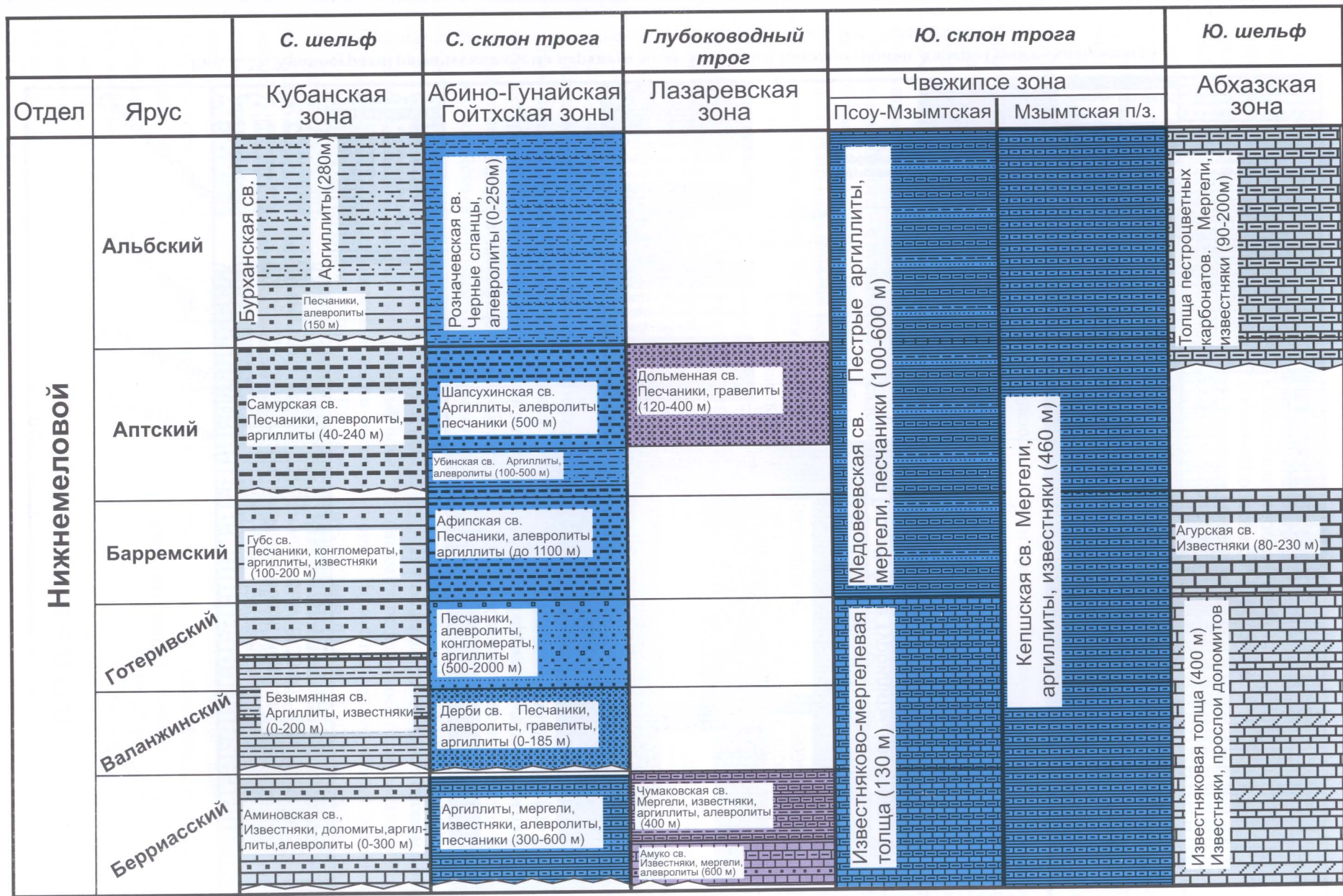


Рис. 2.22. Хроностратиграфическая схема нижнего мела Западного Кавказа (район Адлер–Туапсе–Хадыженск).

Составлено по данным «Кавказгеолсъемка», Н.И. Пруцкого, В.А. Лаврищева и др.



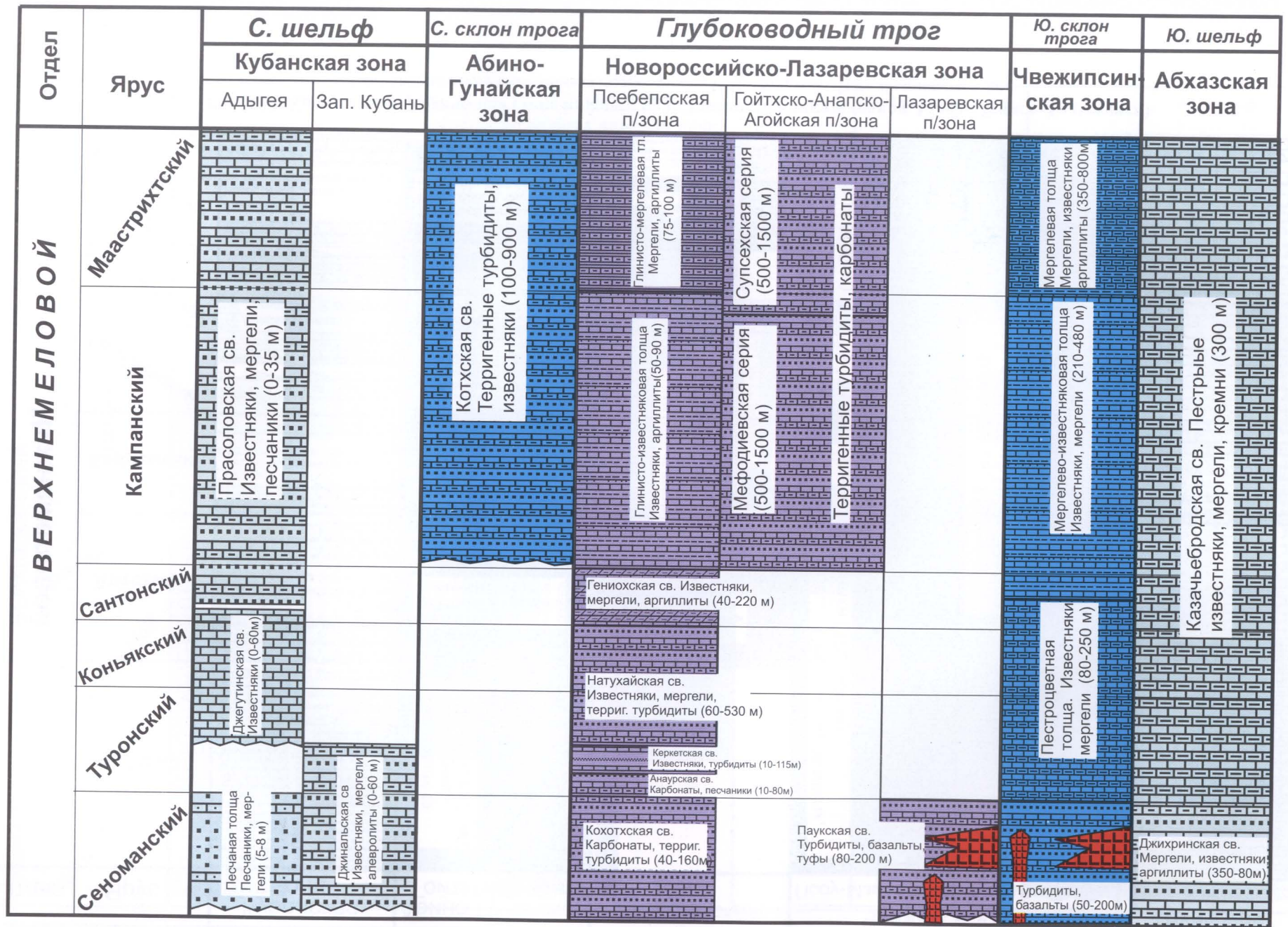


Рис. 2.23. Хроностратиграфическая схема верхнего мела Западного Кавказа (район Адлер–Туапсе–Хадзыженск).

Составлено по данным «Кавказгеолъемка», Н.И. Пруцкого, В.А. Лаврищева и др.

угловым несогласием ложится на триас. В пределах южной зоны (южнее Сванетского антиклинория) присутствие триаса плохо обосновано, но в пределах Дзирульского массива фиксируются предсинемюрские деформации. В целом, можно говорить о значительной предсинемюрской орогении на Большом Кавказе, величина которой, вероятно, нарастала в южном направлении.

Нижне-среднеюрский (докелловейский) чехольный и складчатый комплекс образует как минимум три зоны: северную шельфовую, осевую и южную шельфовую. Северная шельфовая зона образована нижнеюрскими и среднеюрскими шельфовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Они полого деформированы в предкелловейское время. Осевая зона сложена глубоководными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с горизонтами базальтов и, реже, риолитов, а в байосе – с вулканогенно-осадочными породами и андезитами. Осевая зона была охвачена складчато-надвиговыми деформациями в предкелловейское время. Величина этих деформаций к югу сокращалась. Южная шельфовая зона представлена нижнеюрскими и среднеюрскими обломочными отложениями и аргиллитами, а для байоса–бата был типичен крупномасштабный вулканизм с формированием вулканического пояса с мощностью вулканитов до 3–5 км. Южная зона была полого деформирована в предкелловейское время.

Келловейско-эоценовый чехольный и складчатый комплекс также образует как минимум три зоны: северную шельфовую, осевую и южную шельфовую. Северная шельфовая зона образована келловейско-эоценовым платформенным чехлом, сложенным карбонатами и терригенными осадками. В пределах этого чехла в поздней юре сформировался Хадыженский рифовый пояс (рис. 2.24, 2.25), прослеживаемый вдоль всего края палеошельфа от запада Западного Кавказа до Дагестана. Этот рифовый пояс отделял зону Большого Кавказа от Кубанского и Терского бассейнов, в которых проявлялась эвапоритовая седиментации. Южная шельфовая зона образована келловейско-эоценовым платформенным чехлом, сложенным карбонатами и терригенными осадками; этот чехол устроен сходно с чехлом северного шельфа, но здесь большую роль играют карбонаты. Отложения осевой зоны в целом сложены образованиями относительно глубоководного бассейна с преобладанием турбидитовой седиментации. Келловейско-эоценовый комплекс испытал сложные многофазные альпийские

деформации, начиная с границы эоцена и олигоцена и до настоящего времени. Сами альпийские деформации могли начаться и с позднего эоцена. Эта проблема находится на стадии активных дискуссий. Во время альпийских деформаций величина сокращения ширины зоны Большого Кавказа достигла 200–250 км, при этом складчатые комплексы надвигались в основном на юг, на Закавказский массив, в широком смысле этого понятия.

Олигоцен-неогеновый синорогенный молассовый комплекс формировался синхронно с ростом орогена Большого Кавказа и сопровождался многофазными альпийскими деформациями. Этот молассовый комплекс устроен очень сложно, и здесь мы сформулируем только основные черты его строения. Отдельно стоит рассмотреть майкопский комплекс.

В классической геологии майкоп – это так называемая нижняя моласса. В западной области Большого Кавказа майкоп образует четыре основные зоны: южный край Кубанского (северного Предкавказского) краевого прогиба, Таманскую зону периклинального бассейна, Агойскую зону, наложенную на глубоководный трог Большого Кавказа, и Туапсинский (южный Предкавказский) краевой прогиб.

Вдоль некоторых зон южного края Кубанского краевого прогиба майкоп с некоторым несогласием ложится на подстилающие породы. Майкоп образован комплексом фаций от прибрежно-морских аллювиальных до более глубоководных глинистых. Для аллювиальных фаций установлен снос осадков с центральных частей Большого Кавказа (включая вероятный размыв метаморфического допермского ядра).

В Таманской зоне майкоп сложен в основном глинами с отдельными горизонтами обломочных пород. Но степень его изучения скважинами относительно низкая. В целом, майкоп Таманской зоны сходен с таковым в Кубанском бассейне.

В Агойской зоне в районе Туапсе майкоп лежит на глубоководных осадках эоцена зоны глубоководного трога Большого Кавказа (в Новороссийско-Лазаревской зоне в современной структуре). По микрофоссилиям майкоп этой зоны имеет либо позднеолигоцен-раннемиоценовый возраст (В.М. Андреев, персональное сообщение), либо раннеолигоценный возраст (Н.И. Запорожец, М.А. Ахметьев, персональное сообщение, основанное на изучении наших образцов). Здесь майкоп образован толщей относительно глубоководных глин с многочисленными



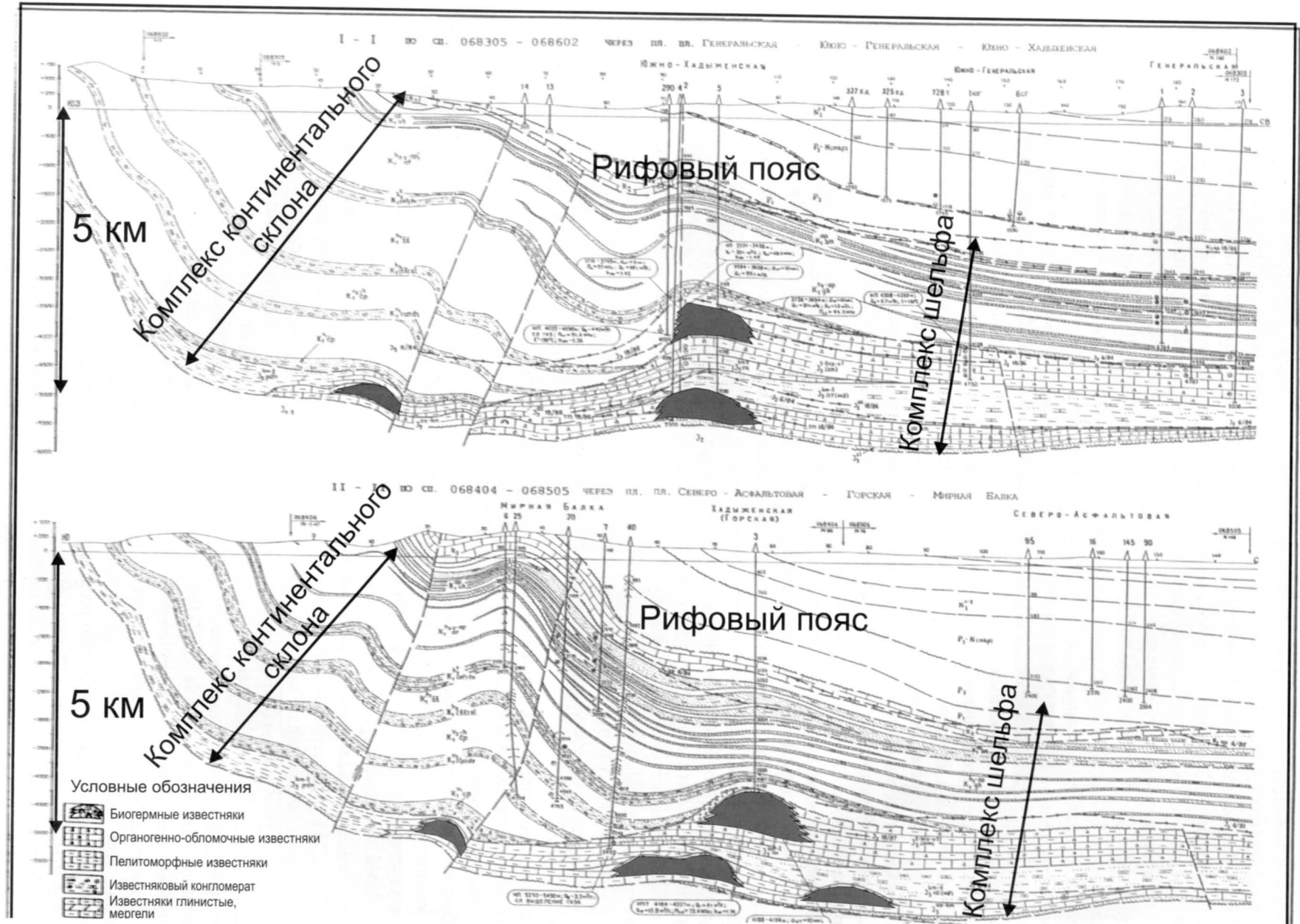


Рис. 2.24. Строение Хадзыженского рифового пояса по данным бурения (данные КубаньГеоСервис, 2001 год). Черным показаны позднеюрские рифовые массивы. Массивы располагались на границе шельфа и континентального склона

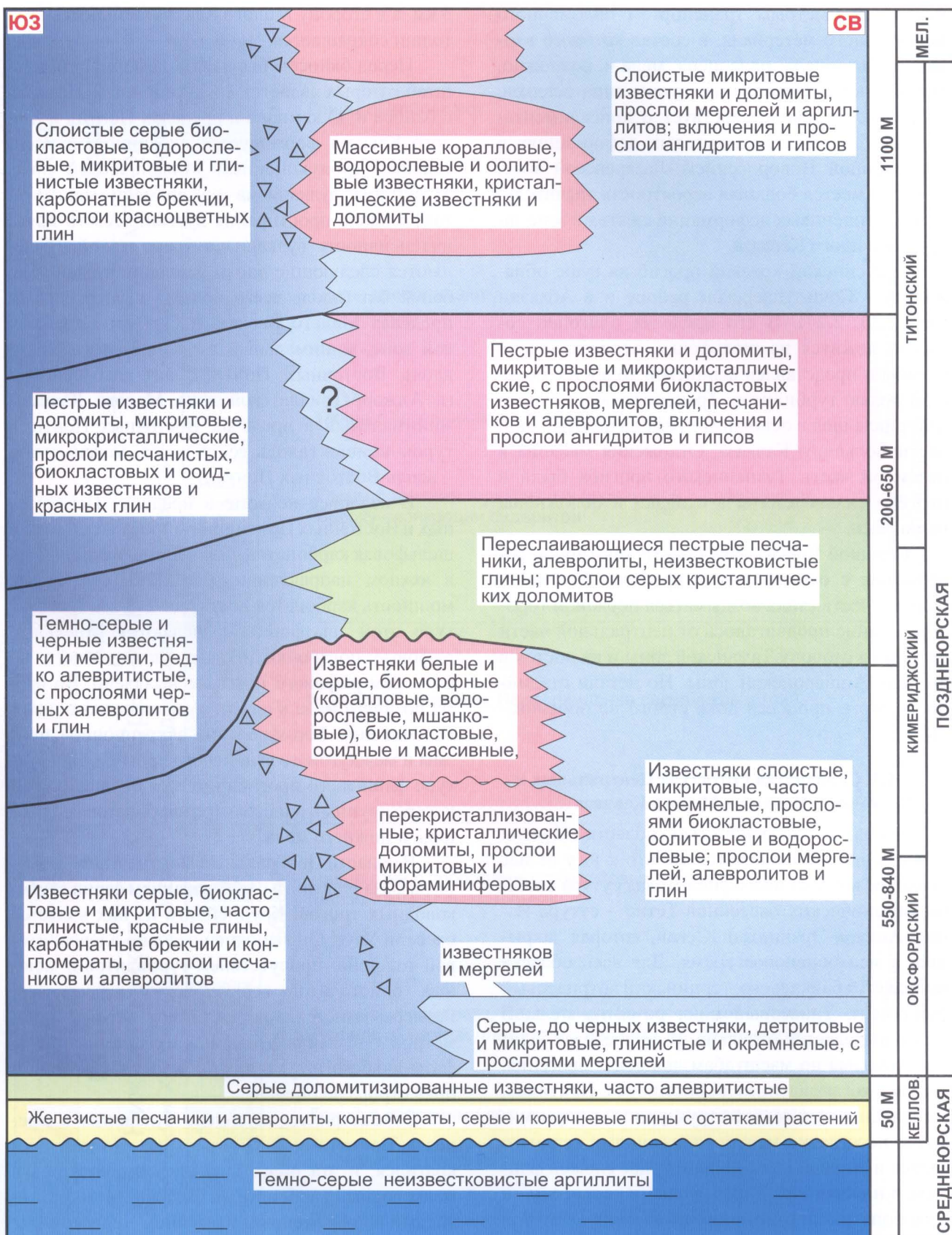


Рис. 2.25. Фациальная схема верхнеюрского Хадзыженского рифового пояса и сопряженных комплексов (северный склон Большого Кавказа).

Составили А.М. Никишин и П.А. Фокин (по данным КубаньГеоСервис и собственным полевым материалам)



ми горизонтами олистостромов и обломочных потоков с быстрым транспортом обломочного неокатанного материала, в состав которого входят глыбы эоцена, палеоцена, мела и, возможно, верхней юры. Накопление такого типа осадков, скорее всего, свидетельствует о конседиментационных складчато-надвиговых деформациях в современной Новороссийско-Лазаревской зоне, то есть имеется большая вероятность значительных олигоценых деформаций сжатия в зоне запада Большого Кавказа.

Туапсинский краевой прогиб на суше обнажается в Сочи-Адлерском районе и в Абхазии (рис. 2.26, 2.27). В его пределах олигоцен согласно ложится на шельфовых осадках эоцена и майкоп представлен флишевой толщей с большой ролью турбидитов. Транспорт обломочного материала шел в основном с района центральной части Большого Кавказа. Отложения майкопа в наземной части Туапсинского прогиба были в неогене сильно смяты в складки и осложнены надвигами.

Большой Кавказ начал расти как горное сооружение с олигоценового времени. Его центральная часть стала воздыматься первой, и горообразование продвигалось от центральной части на запад в сторону Таманской зоны и на восток в сторону Апшеронской зоны. Но детали стадийности этого процесса пока строго не обоснованы.

### **2.1.3. Складчатая структура Центральных и Восточных Понтид и Малого Кавказа**

Основной особенностью области Понтид и Малого Кавказа является то, что к югу от нее проходит крупнейшая офиолитовая сутура системы океанических бассейнов Тетис – сутура Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан, которая закрылась в мел–эоценовое время. Для всей области выделяется байкальско–герцинский дотриасовый фундамент. Триасовый цикл развития области также выделяется отдельно. В ее пределах была значительная по масштабам доюрская орогения, хорошо установленная в Восточных Понтидах, где фиксируется четкое структурное и формационное несогласие между отложениями верхнего триаса и нижней юры: верхний триас сложен флишем, а нижняя юра – шельфовыми терригенными и карбонатными отложениями.

Нижнеюрско-ааленский комплекс представлен чехлом шельфовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами карбонатов. В пре-

делах Восточных Понтид он имеет мощность 1–3 км, а в сторону Малого Кавказа мощность этой толщи сокращается.

Перед байосом была фаза деформаций, масштаб которых является дискуссионным. Начиная с байоса и до кампана в пределах Понтид и Малого Кавказа формируется окраинно-континентальный субдукционный вулканический пояс. Масштабы вулканизма во времени менялись; также вдоль простираения вулканического пояса интенсивность вулканизма была разной. Выделяются следующие эпохи усиления вулканизма: байос–бат (вдоль всего пояса); поздняя юра (в пределах Малого Кавказа в Сомхето-Карабахской зоне, минимальный вулканизм имел место вдоль Восточных Понтид); апт–альб–сеноман (в Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа, минимальный в пределах Восточных Понтид); турон–кампан (вдоль всего пояса, максимально – вдоль Восточных Понтид).

В келловее–неокоме в пределах Центральных и Восточных Понтид формировалась мощная шельфовая карбонатная платформа, наклоненная в южном направлении (рис. 2.28). Суммарная мощность карбонатов достигает 2–3 км. В структуре этой платформы выделяются отдельные рифовые постройки, однако значительного по размерам рифового пояса не выявлено. Во время позднего мела к югу от вулканического пояса Понтид шло формирование аккреционной призмы и междугового флишевого прогиба. В структуре флишевого прогиба имеется большое количество крупных олистолитов карбонатов верхней юры и нижнего мела.

В области Центральных Понтид в апте–альбе была фаза рифтинга с образованием серии глубоководных трогов. Крупнейшим из них является бассейн Улус. Он выполнен песчано-алевролитовой толщей с присутствием турбидитов и мощных олистолитов верхнеюрских известняков. Размеры олистолитов достигают первых километров. С этими рифтовыми бассейнами связаны фазы альбского вулканизма, масштабы которого пока строго не оценены.

В маастрихте–палеоцене вулканизм в пределах Восточных и Центральных Понтид прекратился, и эта область трансформировалась в мелководный карбонатный бассейн. Между Понтидами и современным бассейном Черного моря в маастрихте–палеоцене шло формирование флишевого бассейна. На суше этот флиш обнажается в Аджаро-Триалетской зоне. Сильно деформиро-

Возраст		Свита			
Олигоцен	Рюпель	Нижний майкоп	Хостинская	300-500 м	Флишевый комплекс. Переслаивание песчаников и глин. Турбидиты разной плотности с линзами тел песчаников
			Сочинская	500-800 м	Толща глин с прослоями турбидитовых песчаников и горизонтами олистостромов
		Хат	Средний майкоп	Мысовидненская	100 м
	Кудепстинская			700-1000 м	Глины с тонкими горизонтами песчаников и алевролитов Вверху - конкреции сидеритов
	Верхний майкоп		Адлерская	1000 м	Глины преобладают  Толща с песчаниками в основании
	Нижний миоцен	Аквитан	Верхний майкоп	Прервинская	500 м
Бурдигал					
Синорогенный комплекс относительно глубоководных глин с толщами турбидитов разной плотности (с линзами песчаных тел) и горизонтами олистостромов					

Шельфовые мергели верхнего эоцена  
согласно перекрыты майкопом

Рис. 2.26. Разрез отложений майкопской серии Адлерского бассейна



Адлерская депрессия

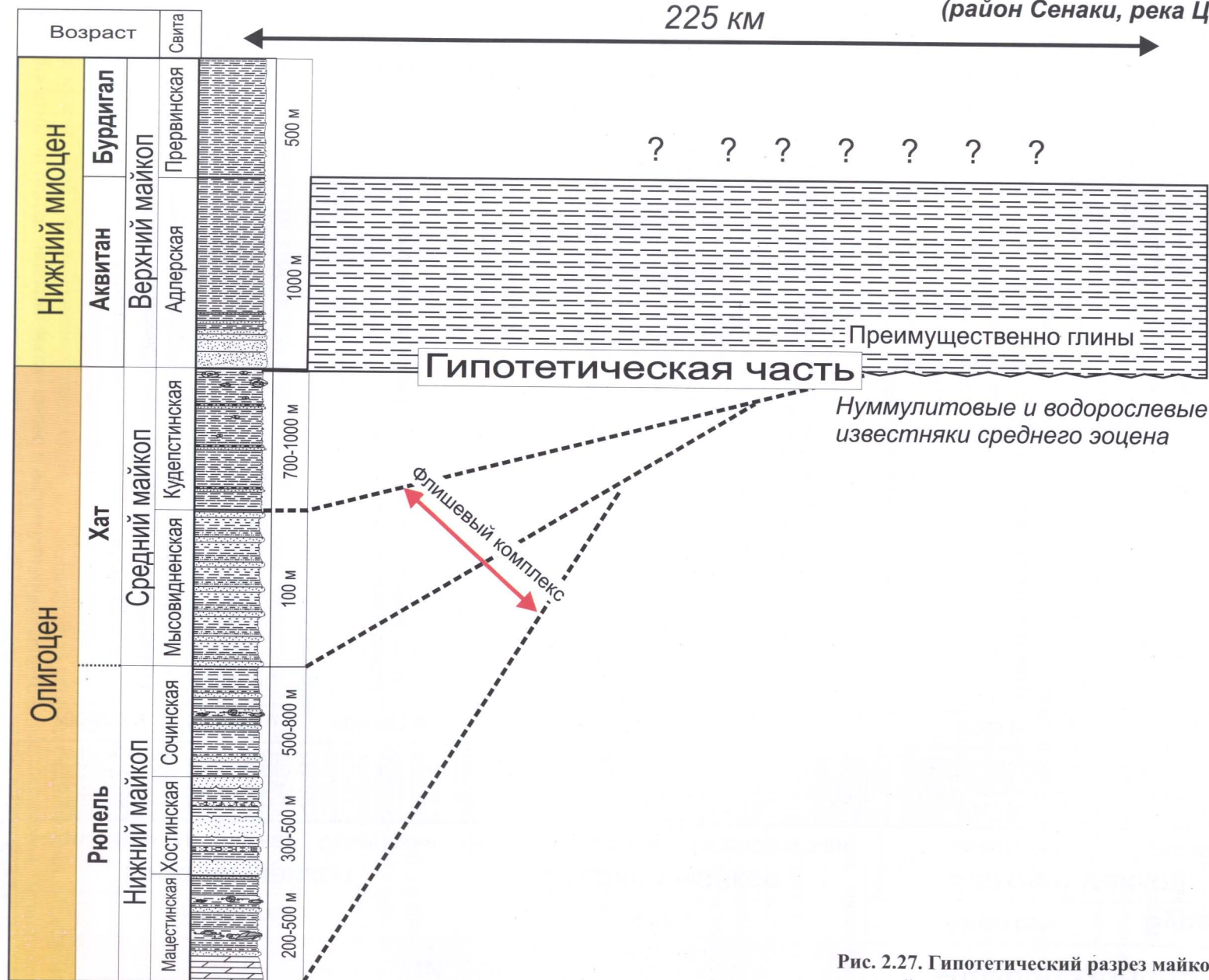
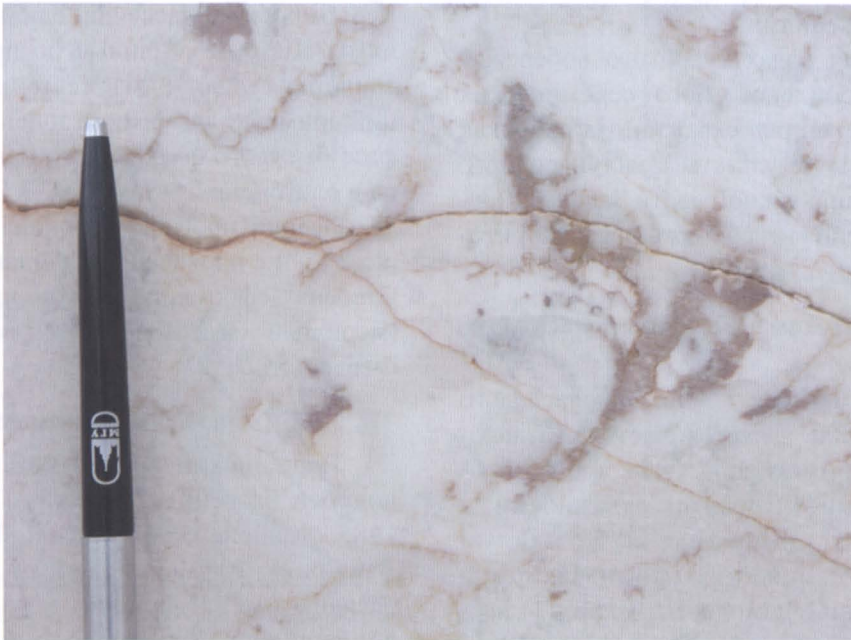
Рионский бассейн  
(район Сенаки, река Циви)

Рис. 2.27. Гипотетический разрез майкопских отложений от Адлера до центра Рионского бассейна



**Рис. 2.28. Обнажения отложений верхнеюрской карбонатной платформы в Восточных Понтидах (Северная Турция).**

Фото Е.Ю. Барабошкина и А.М. Никишина



ванный флишевый бассейн между Понтидами и бассейном Черного моря предполагается на основе анализа сейсмических профилей по данным компании British Petroleum (устное сообщение, 2004 г.).

Крупномасштабное событие произошло перед средним эоценом. Здесь имела место главная финальная фаза складчато-надвиговых деформаций с общим надвиганием структуры Понтид на север. Это событие было обусловлено финальным закрытием офиолитовой сутуры при коллизии с континентальными террейнами типа Киршехир.

На средний эоцен приходится фаза коллапса орогена и крупномасштабный рифтинг вдоль полосы Понтид и Малого Кавказа. Аджаро-Триалетский рифт является одним из примеров этих структур. Не менее крупные рифты формировались в Понтидах. Рифты заполнялись в значительной мере вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Мощности рифтовых комплексов превышали 3–5 км. Ось рифтинга проходила вдоль Понтид и Малого Кавказа, поэтому есть малая вероятность, что именно эта рифтовая фаза была основной при раскрытии Восточно-Черноморского бассейна.

Перед олигоценом была фаза деформаций сжатия в полосе Понтид – Малого Кавказа, так как олигоцен с несогласием залегает на подстилающих отложениях и представлен мелководноморскими и континентальными обломочными и глинистыми отложениями.

В прибрежных водах турецкого побережья Черного моря пройдено много сейсмических профилей и пробурен ряд скважин. На рисунках 2.29–2.33 показаны результаты международного проекта по изучению южной части Западно-Черноморского бассейна и сопряженных территорий.

#### **2.1.4. Керченско-Таманская зона молассового прогиба**

Керченско-Таманская зона молассового прогиба фактически является частью Индоло-Кубанского краевого прогиба. Этот прогиб пробурен несколькими глубокими скважинами и изучен сейсмическими профилями. По данным интерпретации сейсмических профилей можно выделить следующие комплексы чехла: (1) верхняя юра – эоцен – отложения шельфового морского бассейна; (2) майкоп (олигоцен – нижний миоцен) – отложения фазы резкого углубления бассейна с клиноформным типом седиментации

в первой половине майкопа с транспортом осадков с севера и, частично, с поднятия Большого Кавказа; (3) надмайкопский средний миоцен и выше – молассовый комплекс. Севернее Керченско-Таманской зоны в районе Азовского вала отложения майкопа ложатся непосредственно на толщи мела и, возможно, триаса. Это указывает на вероятность фазы тектонических деформаций примерно на границе эоцена и олигоцена синхронно с фазой быстрого углубления Керченско-Таманского прогиба.

#### **2.1.5. Молассовый прогиб Сорокина**

Прогиб Сорокина располагается между складчатым сооружением Южного Крыма и поднятием Шатского (и его продолжением – поднятием Тетяева) [Туголесов и др., 1985; Терехов, Шимкус, 1989; Иванов, 1999; Козлова, 2003; Никишин и др., 2006]. По существу, данный прогиб наложен на край поднятия Шатского. В прогибе, по данным интерпретации сейсмических профилей, можно выделить три основных осадочных комплекса. Первый комплекс – келловейско-эоценовый – представляет собой преимущественно карбонатный чехол. Второй комплекс состоит из мощной толщи майкопа (олигоцен – нижнего миоцена) с контактом подошвенного налегания с породами эоцена и с транспортом осадков с севера и северо-востока. Третий комплекс – среднемиоценовый-четвертичный – представляет собой региональный осадочный чехол Восточно-Черноморского бассейна, единый с чехлом поднятия Шатского. Данные по прогибу Сорокина свидетельствуют о фазе тектонических деформаций примерно на границе эоцена и олигоцена и о фазе быстрого флексурного погружения бассейна в олигоцене.

Осадки прогиба Сорокина деформированы в складки с проявлением глиняного диапиризма. Степень деформаций в чехле нарастает с запада (меридиан Севастополя) на восток (меридиан Феодосии).

#### **2.1.6. Туапсинский молассовый прогиб**

Туапсинский прогиб по своему строению подобен бассейну Сорокина [Туголесов и др., 1985; Мейснер, Туголесов, 1998; Никишин, Лавришев, 2005]. В целом, прогиб может быть разделен на две основные зоны: внутреннюю и внешнюю. Фундаментом прогиба является продолжение поднятия Шатского. Внутренняя зона имеет сложноскладчатую структуру и пока слабо изучена. Во внешней зоне по

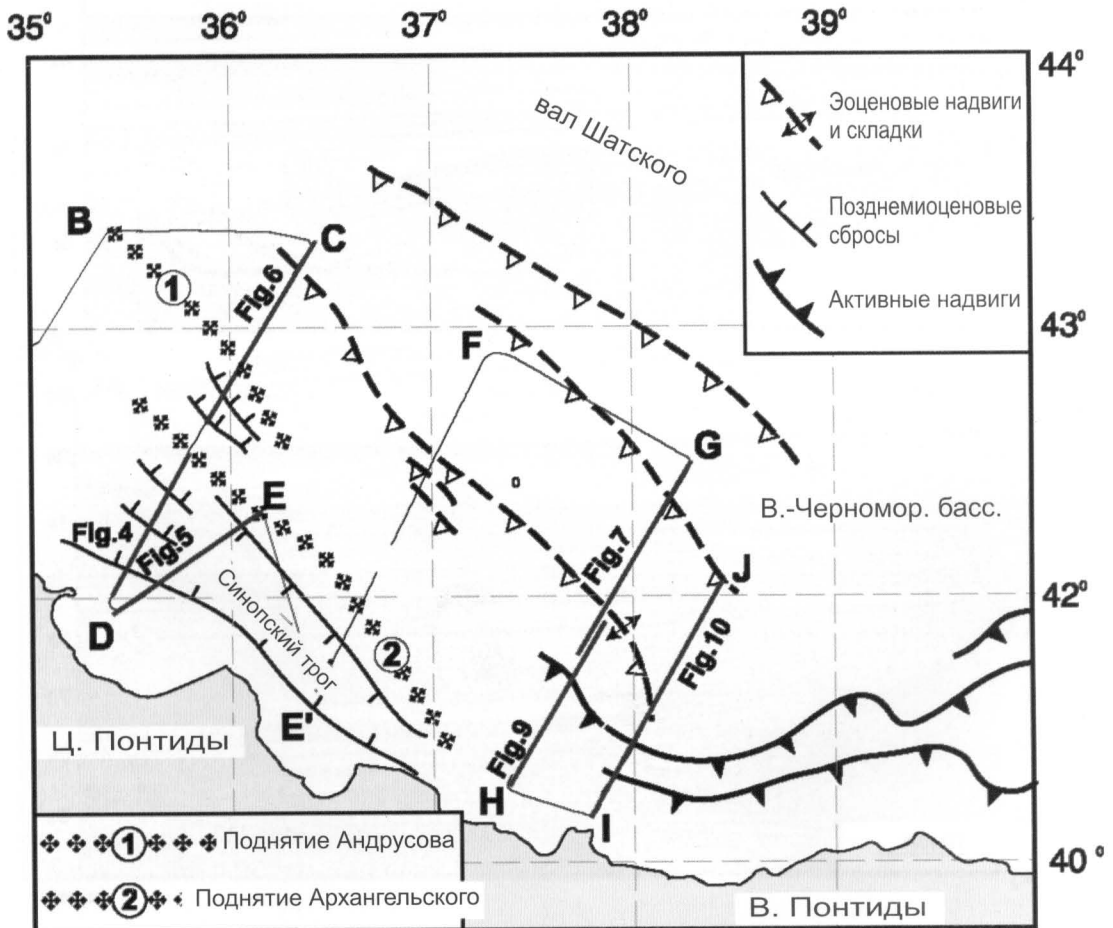
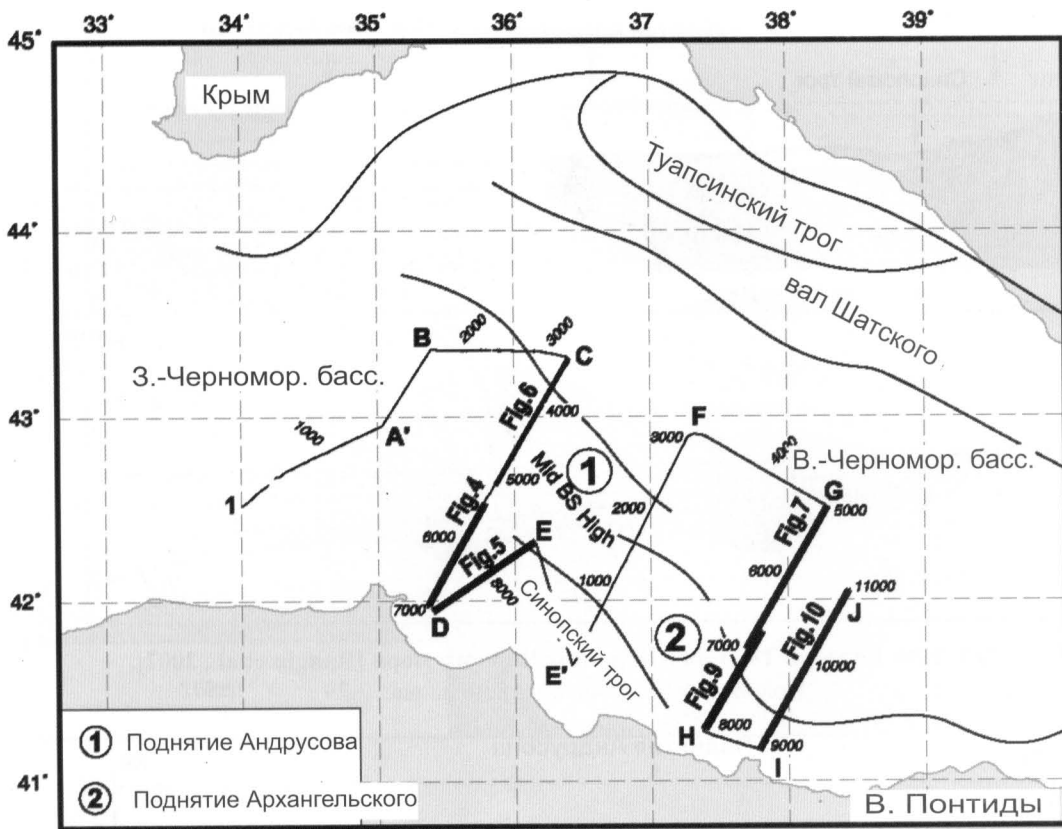


Рис. 2.29. Положение разрезов и структур, показанных на рис. 2.30–2.33



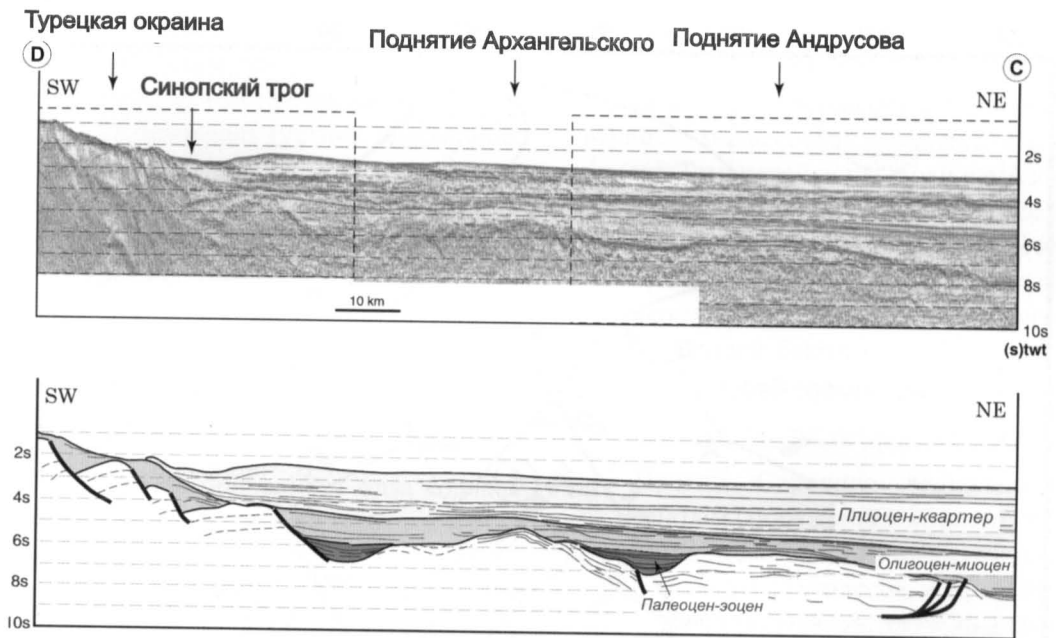


Рис. 2.30. Разрезы Турецкой окраины Черного моря [Rangin et al., 2002].  
Положение разрезов показано на рис. 2.29

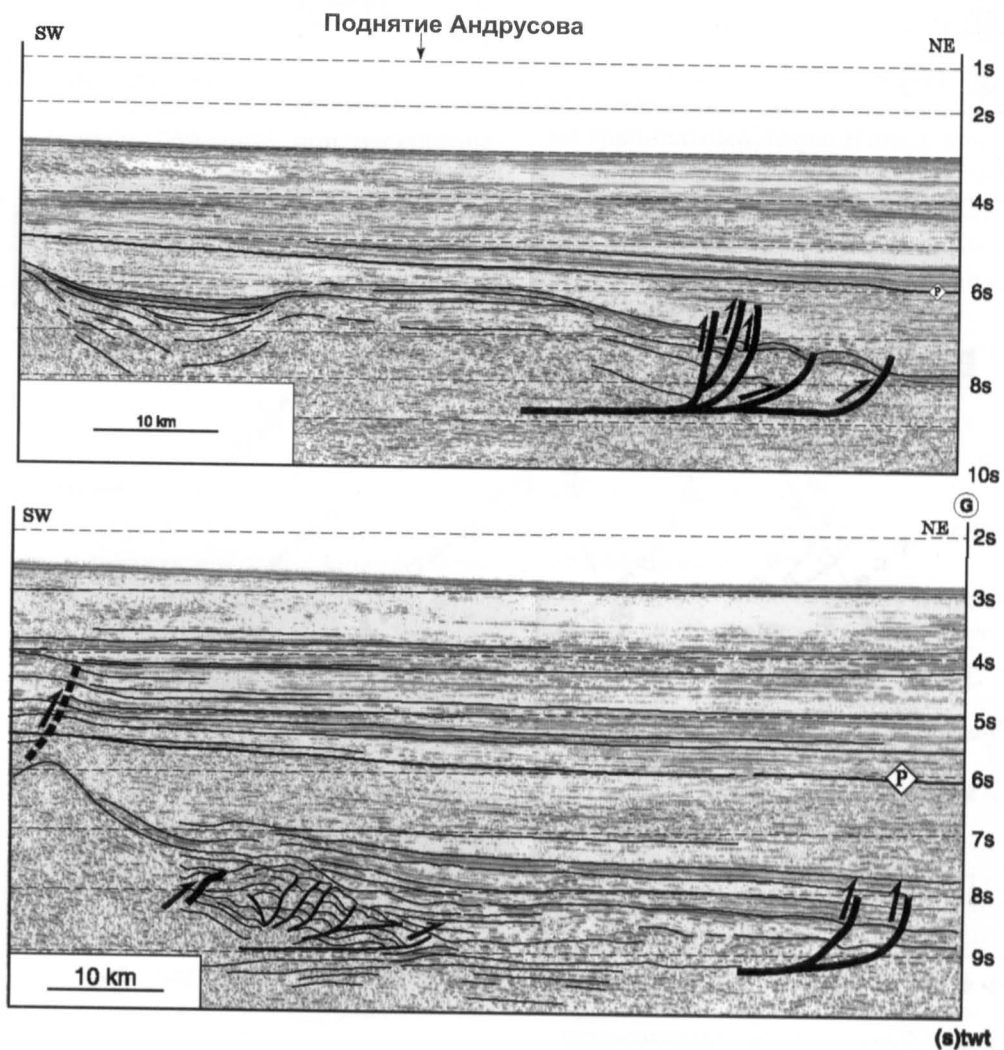


Рис. 2.31. Разрезы Турецкой окраины Черного моря [Rangin et al., 2002].  
Выделены эоценовые(?) надвиги

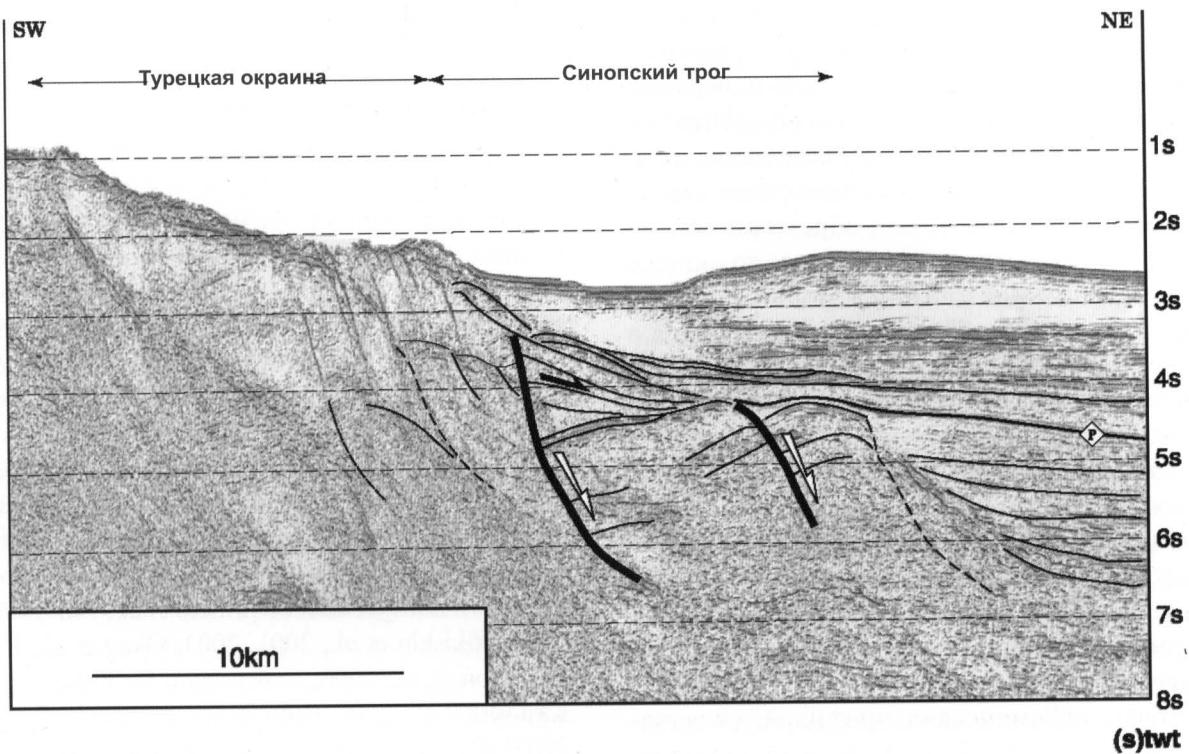


Рис. 2.32. Разрезы Турецкой окраины Черного моря [Rangin et al., 2002].  
Хорошо виден Синопский грабен. P – основание плиоцена

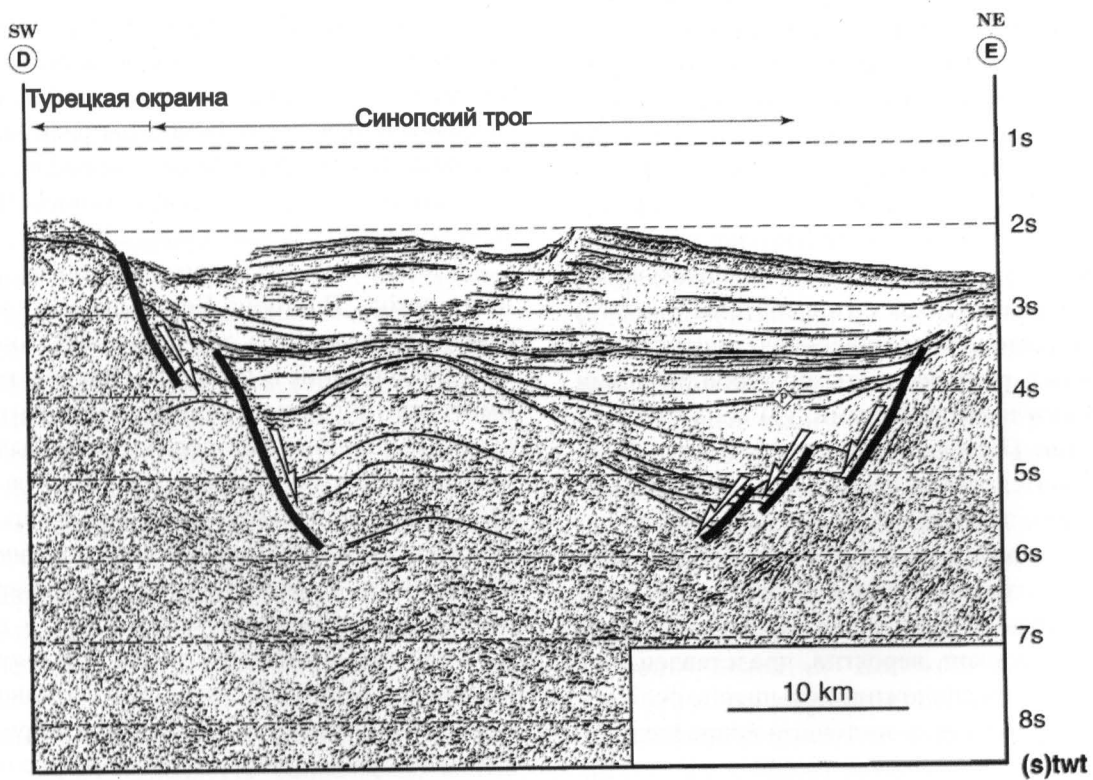


Рис. 2.33. Разрез Синопского грабена (Турецкое побережье) [Rangin et al., 2002].  
P – основание плиоцена



сейсмическим профилям в осадочном чехле четко выделяется три комплекса: нижний – келловейско-эоценовый, средний – майкопский, олигоцен-нижнемиоценовый и верхний – среднемиоценово-четвертичный. Нижний комплекс является продолжением чехла поднятия Шатского и имеет сходное с ним строение; предполагается, что он образован чехлом осадков с возрастом от келловей до эоцена включительно. Майкопский комплекс образует мощный осадочный клин, утолщающийся в сторону Кавказа до 5–6 км, и сокращающийся по мощности в сторону поднятия Шатского до 1–2 км. Верхний среднемиоценово-четвертичный комплекс образует единый чехол с поднятием Шатского и Восточно-Черноморским бассейном. Отложения Туапсинского прогиба смяты в складки, которые осложнены надвигами и глиняным диапиризмом. Величина этих деформаций нарастает в сторону Кавказа и сокращается в сторону поднятия Шатского. Судя по анализу сейсмических профилей, складчатость носила конседиментационный характер, она началась в позднем миоцене и фронт деформаций продвигался от Большого Кавказа в сторону Черного моря. Наличие майкопского осадочного клина указывает на фазу быстрого олигоценового погружения Туапсинского бассейна и на его флексурное происхождение.

Условия формирования майкопской серии для Туапсинского бассейна пока представляются гипотетическими. Наш анализ разрезов на суше и скважин в районах Сочи–Адлера показывает вероятное наличие трех фациальных зон в направлении поднятия Шатского: (1) зона глубоководных олистостромов и обломочных потоков, чередующихся с горизонтами глин; (2) зона турбидитов, представленная толщей глин, расслоенных разнозернистыми турбидитовыми песчаниками и алевролитами; (3) зона глубоководных глин. Периодически в отложениях майкопа встречаются линзы песчаников, являющихся, скорее всего, продуктами конусов выноса обломочного материала. Транспорт материала в этом районе шел главным образом с центральной зоны Большого Кавказа. В большей части Туапсинского бассейна майкоп, вероятно, представлен глинами. Можно предположить повышение роли обломочных пород в юго-восточном направлении.

### 2.1.7. Гурийский молассовый бассейн

Гурийский прогиб располагается к северу от орогена Восточных Понтидов у берегов Турции и

Грузии и по характеру строения и истории формирования в целом схож с Туапсинским прогибом [Туголесов и др., 1985; Туголесов, 1993].

### 2.1.8. Восточно-Черноморский прогиб

Восточно-Черноморский бассейн имеет сильно утоненную континентальную кору с толщиной кристаллического фундамента около 12–15 км [Starostenko et al., 2004]. На этом фундаменте залегает субгоризонтальный осадочный чехол мощностью также порядка 12–15 км. Сейсмическая запись чехла указывает на то, что чехол образован слоистыми осадками. В основании чехла на некоторых сейсмических профилях видны структуры полуграбенов с пологими сбросами, указывающие на сильное рифтовое растяжение коры. Рифтинг коры фундамента данного бассейна является наиболее вероятным объяснением его образования. Время рифтинга дискуссионное [Finetti et al., 1988; Gürür, 1988; Nikishin et al., 2001, 2003; Okay et al., 1994; Robinson et al., 1996; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Казьмин и др., 2000; Никишин и др., 1997 а, б, 2001, 2005]. Судя по тому, что в Крыму и в Понтидах основная фаза рифтинга приходилась на апт-альб, можно допускать аналогичное время рифтинга и в этом прогибе. Но в Восточно-Черноморском прогибе кора сильно утонена, что свидетельствует в пользу большей длительности рифтинга. Мы предполагаем двухфазовый рифтинг в данном прогибе: первая апт-альбская фаза была региональной, когда рифтинг охватил широкую область; во время второй сеноман-сантонской фазы рифтинг сфокусировался только в пределах современных Западно- и Восточно-Черноморских прогибов [Никишин и др., 2001, 2005; Nikishin et al., 2003].

Собственно субгоризонтальный осадочный чехол Восточно-Черноморской впадины можно разделить на три основных комплекса: нижний, средний и верхний. Нижний комплекс имеет контакт прислонения с континентальным склоном поднятия Шатского, усиленный конседиментационным срывом. Он явно выполнял глубокую морскую котловину и формировался в условиях относительно быстрого пострифтового погружения. Средний комплекс одновременно перекрывает Восточно-Черноморскую впадину и поднятие Шатского, но имеет неравномерную мощность. Верхний комплекс одновременно равномерно перекрывает все структурные элементы восточной части Черноморского прогиба. Возрасты комплексов пока условные. Наиболее вероятно, что нижний комплекс имеет возраст от позднего мела до эоцена, средний – майкопский

(олигоцен–нижнемиоценовый) и верхний – среднемиоценово–четвертичный.

### 2.1.9. Поднятие Андрусова–Архангельского

Поднятие Андрусова–Архангельского имеет осадочный чехол мощностью около 1–3 км (см. рис. 2.4). В основании чехла на сейсмических профилях видны многочисленные сбросы с наклонами 30–60°. Эти сбросы входят в рифтовый комплекс, возможно, мелового возраста. Выше залегает почти недеформированный региональный чехол. В целом, в чехле выделяется три комплекса: дорифтовый (предположительно келловей – верхняя юра), синрифтовый (предположительно мел) и пострифтовый (предположительно кайнозой).

### 2.1.10. Фундамент поднятия Шатского

Поднятие Шатского имеет осадочный чехол мощностью порядка 3–6 км. Фундамент поднятия Шатского образует докелловейский складчатый комплекс, по простирацию поднятия этот фундамент может быть гетерогенен. О структуре фундамента у нас есть три группы исходных данных: (1) геофизические данные; (2) геологические предположения, исходящие из анализа региональной геологии; (3) данные о составе конгломератов, для которых возможным источником сноса было поднятие Шатского.

Геофизические данные указывают на то, что по своему фундаменту поднятие Шатского является продолжением Дзирульского массива в Грузии (или, в более широком смысле, – продолжением Грузинской глыбы), однако эти же данные указывают на то, что на широте Сочи–Туапсе структура фундамента несколько меняется.

Исходя из региональных геологических данных однозначно предсказать структуру фундамента сложно. Дзирульский массив имеет байкальскую континентальную кору с вендскими офиолитами. Основная орогения была в венде. Выше лежит метаморфизованный раннепалеозойский чехол. Весь комплекс массива интродуцирован карбоновыми гранитоидами. Массив также испытал сильные деформации в конце триаса – начале юры. Фундамент Восточных Понтидов в северо-восточной части Турции также может быть близким аналогом фундамента поднятия Шатского. Там выделяется байкальская континентальная кора, сильно интродуцированная карбоновыми гранитами, а также позднекаменноугольные–раннепермские молассовые комплексы.

Восточные Понтиды были сильно деформированы на границе триаса и юры.

Грузинская глыба и Восточные Понтиды имеют мощный чехол нижней юры – аалена – до 1–3 км. Чехол этот представлен в основном песчаниками и аргиллитами с небольшой ролью карбонатов. Можно допускать наличие аналогичного чехла на поднятии Шатского мощностью до 0,5–1 км.

Вдоль южной зоны Большого Кавказа прослеживается среднеюрский (в основном байосский) вулканический пояс. Мощность вулкаников в нем достигает 1–4 км. Эти вулканики также известны в Восточных Понтидах. По данным бурения, они вскрыты в Рионском бассейне в Грузии (до 1–2 км) и в Саатлинской скважине в Куринском бассейне Азейбарджана (до 4 км). Основной ствол вулканического пояса прослеживается от Дзирульского массива в Грузии к северу от района Сочи–Адлера (через Красную поляну) и гипотетически трассируется на северную часть поднятия Шатского. Байосские вулканики мощностью до 1 км известны и в Горном Крыму. Поэтому есть большая вероятность наличия среднеюрских вулкаников мощностью 1–2 км на поднятии Шатского.

К западу от поднятия Шатского проходит складчатое сооружение Горного Крыма. Горно-Крымский складчатый комплекс сформировался в ходе нескольких мезозойских орогений: на границе триаса и юры, перед байосом и перед келловеем. Предкелловейская орогения была значительной по масштабу, и она может быть рассмотрена как завершающая складчатость в Горном Крыму. Южная граница Горно-Крымского орогена однозначно не установлена. Исходя из общих соображений можно допустить, что массив Шатского был южным обрамлением этого предкелловейского орогена. Но не исключено, что северный край поднятия Шатского (до поднятия Палласа – ?) также испытал сильную предкелловейскую орогению.

В Горном Крыму для верхней юры типичны конгломераты. Для конгломератов горы Демерджи мощностью более 500 м (или 1000 м) было показано, что транспорт материала шел с юга, со стороны поднятий Шатского–Архангельского, хотя эти данные требуют специальной проверки. Конгломераты плохо сортированы, разнообразны по составу и имеют размеры галек и валунов до 50–100 см. Анализ конгломератов показывает, что они транспортировались недалеко от области эрозии (в пределах 10–100 км) и формировались



в прибрежной части моря. Состав галек и валунов следующий: (1) среднеюрские лавы и интрузивные породы, (2) породы таврической серии (верхний триас – нижняя юра); (3) породы карбонатных платформ поздней перми и среднего триаса; (4) гранитоиды палеозоя и докембрия; (5) разнообразные деформированные породы палеозоя (герцинского комплекса); (6) метаморфические породы палеозоя–докембрия нерасчлененные. Вполне возможно, что именно эти комплексы пород слагают северную часть поднятия Шатского. Эти данные не противоречат и вышеизложенным предположениям.

Таким образом, можно допускать следующую структуру фундамента поднятия Шатского снизу вверх: (1) байкальский фундамент, пронизанный каменноугольными гранитоидами; (2) локальные каменноугольные–раннепермские молассовые комплексы; (3) фрагменты позднепермского и триасового карбонатного чехла; (4) терригенный песчано-аргиллитовый чехол нижней юры–аалена; (5) возможное широкое распространение среднеюрских вулканитов; (6) вероятное наличие на северном крае массива Шатского аналогов таврической серии Горного Крыма, окончательно деформированной в предкелловейское время.

## **2.2. Прогноз строения осадочного чехла вала Шатского – Туапсинского прогиба на основе региональных геологических данных**

Так как в районе вала Шатского – Туапсинского прогиба не пробурено скважин, то мы обосновывали строение его осадочного чехла на основе региональных геологических данных с учетом прогнозов многих исследователей [Евдошук и др., 2000; Гринько и др., 2004; Исмагилов, 1987; Исмагилов и др., 1991; Попович, 2000; Шнюков и др., 1997; Dercourt et al., 2000; Ershov et al., 2003; Finetti et al., 1988; Афанасенков, Никишин, 2004; Афанасенков и др., 2004, 2005; Ершов и др., 2005; Коротгаев и др., 2005; Никишин, Ершов, 2006].

### **2.2.1. Восточно-Черноморская впадина**

Восточно-Черноморская впадина имеет рифтовое происхождение, то есть она образовалась при сильном растяжении континентальной коры. Для нас важны вопросы времени образования впадины и истории формирования ее чехла. Естественно, все эти проблемы дискуссионные.

О времени образования впадины (главной фазы рифтинга) имеется много точек зрения и обсуждаются его варианты – от поздней юры до эоцена. Ни одна из этих точек зрения не имеет однозначных доказательств.

Каковы основные данные? На сейсмических профилях, пересекающих впадину, видно, что в её основании осадки залегают субгоризонтально и не расчленяются разломами (однако для однозначной интерпретации требуются специальные исследования). Под самыми нижними субгоризонтальными слоями под поверхностью несогласия видна система наклоненных блоков с осадочными породами. Эти блоки ограничены пологими сбросами. Граница между самым нижним субгоризонтальным слоем и блоками, ограниченными пологими сбросами, отвечает времени начала быстрого погружения бассейна и окончания главной фазы рифтинга. Здесь основная проблема заключается в определении возраста этой границы. Данные региональной геологии по Понтидам Турции и по Крыму указывают на то, что рифтинг с вращением блоков имел место в апте – альбе – начале сеномана. Данные по Западному Кавказу свидетельствуют о том, что в трогe Большого Кавказа одна из фаз рифтинга, сопровождавшаяся излиянием пиллоу-базальтов, была в сеномане (рис. 2.34). Учитывая всю неоднозначность имеющихся интерпретаций, можно предположить, что в Восточно-Черноморской впадине основная фаза рифтинга и растяжения коры была в апте–альбе; а с сеноманского века рифтинг сфокусировался в пределах впадины, создавая ее глубоководную структуру и крутые склоны, характерные для пассивных окраин. Вероятно, главная фаза растяжения закончилась в коньяке, так как в сантоне во всем регионе был эпизод сжатия. Примерно с сантона–кампана началось быстрое погружение всего бассейна (возможно дифференцированное, дополнительные фазы рифтинга при этом не исключаются).

Таким образом, мы можем предполагать, что начиная с позднего мела поднятие Шатского с юго-запада было ограничено пассивной континентальной окраиной. Прямолинейность этой пассивной окраины может свидетельствовать о том, что рифтинг сопровождался сдвиговыми деформациями. Только в олигоцене–миоцене поднятие Шатского вместе с Восточно-Черноморской впадиной превратились в единый бассейн.

Северо-восточная окраина поднятия Шатского через Туапсинский краевой прогиб граничит со складчатым сооружением Большого Кавказа.

**Рис. 2.34. Сеноманские  
подводные базальты на  
Западном Кавказе (район  
Дагомыса).**

Фото А.М. Никишина и  
В.А. Лаврищева



При этом самой краевой прогиб наложен на край поднятия Шатского. Между складчатым сооружением Большого Кавказа и Туапсинским прогибом проходит зона надвигового пояса, по которой комплексы складчатой зоны надвинуты на область Туапсинского прогиба. Структуру этой границы следует обсуждать подробно.

Важным является то, что на месте Большого Кавказа с юры и до конца эоцена был глубоководный бассейн, и то, что в то время северо-восточной границей поднятия Шатского была пассивная континентальная окраина, сопоставимая с имеющей место между Восточно-Черноморским бассейном и поднятием Шатского.

В области Большого Кавказа было несколько орогенических событий в мезозое. Сначала в раннем триасе на месте зоны большого Кавказа раскрылся глубоководный бассейн; в конце триаса – геттанге было закрытие этого бассейна, сопровождавшееся крупной орогенией. Доюрские отложения входят в фундамент области Большого Кавказа и здесь нами не характеризуются.

Для анализа юрско-кайнозойской истории западной части Большого Кавказа нами была составлена тектоническая карта этого региона (см. рис. 2.19) и хроностратиграфические профили поперек района запада Большого Кавказа для ранней-средней юры, келловей-поздней юры, нижнего мела и верхнего мела (см. рис. 2.20–2.23). Мы также проанализировали скважины в Западной Грузии и в Абхазии, примеры которых показаны на рисунках 2.35, 2.36. Для всех этих стратиграфических интервалов выделялись три основные зоны: область «северного шельфа», область глубоководного трога Большого Кавказа и область «южного шельфа». Наибольший интерес представляет область «южного шельфа», так как она одновременно являлась продолжением платформы поднятия Шатского.

Разрез нижней юры – аалена на территории «южного шельфа» (Абхазо-Рачинская зона) представлен аргиллитами с горизонтами вулканитов; в зоне трога (Краснополянская, Псахакская и Гойтхская зоны) – глубоководными аргиллитами и песчаниками с горизонтами вулканитов; на «северном шельфе» (Лабино-Малкинская и другие зоны) – аргиллитами и алевролитами. Сам глубоководный трог образовался в ходе рифтинга в синемюре–аалене и достигал ширины 200–250 км и глубины 1–2 км. В байосе вдоль «южного шельфа» и, частично, вдоль южной части глубоководного трога формировался вулканический пояс. Перед началом формирования вулканического пояса была фаза деформаций сжатия. Сам трог и его «северный шельф» в байосе–бате продолжали процесс погружения, который сопровождался накоплением песчано-глинистых осадков. Перед келловеем область трога Большого Кавказа и сопряженные с ним шельфы испытали сжатие и орогению. Предкелловейская орогения охватила широкую область и она, с большой долей вероятности, проявилась и на поднятии Шатского. Это несогласие должно находиться несколько ниже карбонатного комплекса поднятия Шатского.

Новый этап развития Западного Кавказа охватывает интервал времени от келловей (конец средней юры) до конца эоцена. В раннем–среднем келловее начавшаяся новая эпоха рифтинга прошла примерно вдоль полосы нижнеюрского рифтового комплекса; при этом сформировался глубоководный бассейн, который часто геолога-



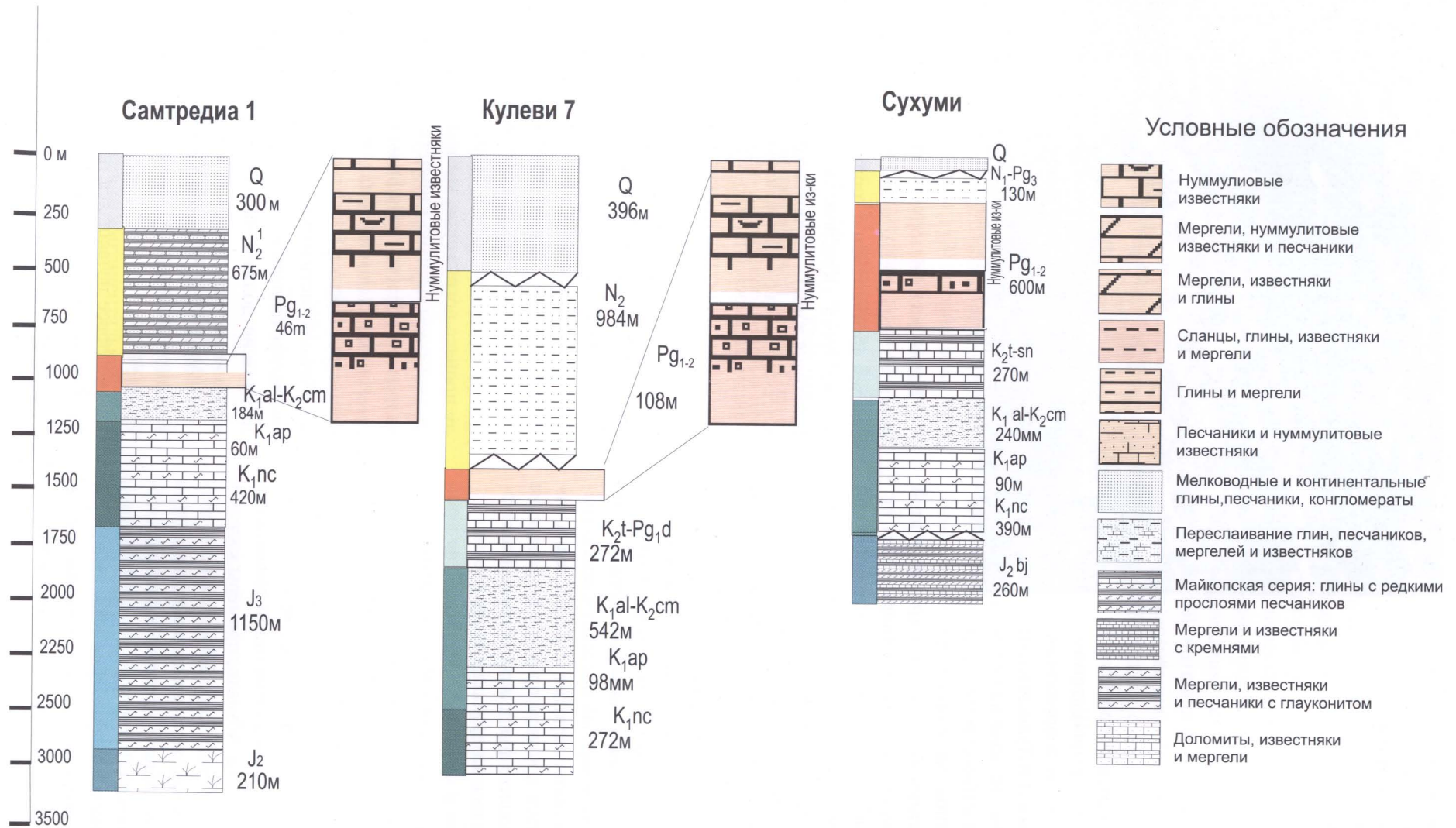


Рис. 2.35. Мезозойско-кайнозойские разрезы некоторых скважин Западной Грузии

ми именуется «флишевой зоной Южного склона Большого Кавказа».

Вдоль северного края этого бассейна отчетливо выделяется рифовый пояс Хадыженск–Лагонаки (см. рис. 2.24, 2.25). Карбонатные рифы формировались в основном в позднем оксфорде – раннем кимеридже и в позднем титоне – раннем берриасе. К югу от рифового пояса четко реконструируется континентальный склон с превышением уровней палеоглубин до 2 км и со склоновыми фациями осадков. Эти данные уверенно указывают на существование глубоководного позднеюрского трога Большого Кавказа. На «северном шельфе» с отложениями рифового пояса связаны осадочные комплексы шельфовой карбонатной платформы, а в позднем кимеридже – раннем титоне толщи с горизонтами эвапоритов.

Для отложений трога Большого Кавказа для келловея – верхней юры типичны песчано-глинистые отложения с четкими текстурами турби-

дитов и с горизонтами олистостромов, включающими глыбы позднеюрских известняков.

Вдоль южного края глубоководного трога для келловея–верхней юры также отчетливо выделяется шельфовый карбонатный комплекс с поясом карбонатных рифовых построек. Эти отложения карбонатной платформы обнажаются в районе Адлера – Красной Поляны (зона Ахцу) и в Абхазии вдоль долин рек Бзыбь, Гега, Жовеквара и др. В пределах позднеюрского рифового пояса Ахцу намечается поперечная зональность. Ось пояса проходит примерно по линии зона Ахцу (Адлерский район) – Гагра – север Абхазии. Южнее располагается зона Гудаута с преобладанием отложений шельфовой карбонатной платформы мощностью около 1 км. В пределах Южной и Восточной Абхазии трассируется зона прибрежных и континентальных отложений. Мощность рифового комплекса достигает 400–500 м и более.

В пределах Рионской впадины к югу от Сухуми многочисленные скважины вскрыли конти-

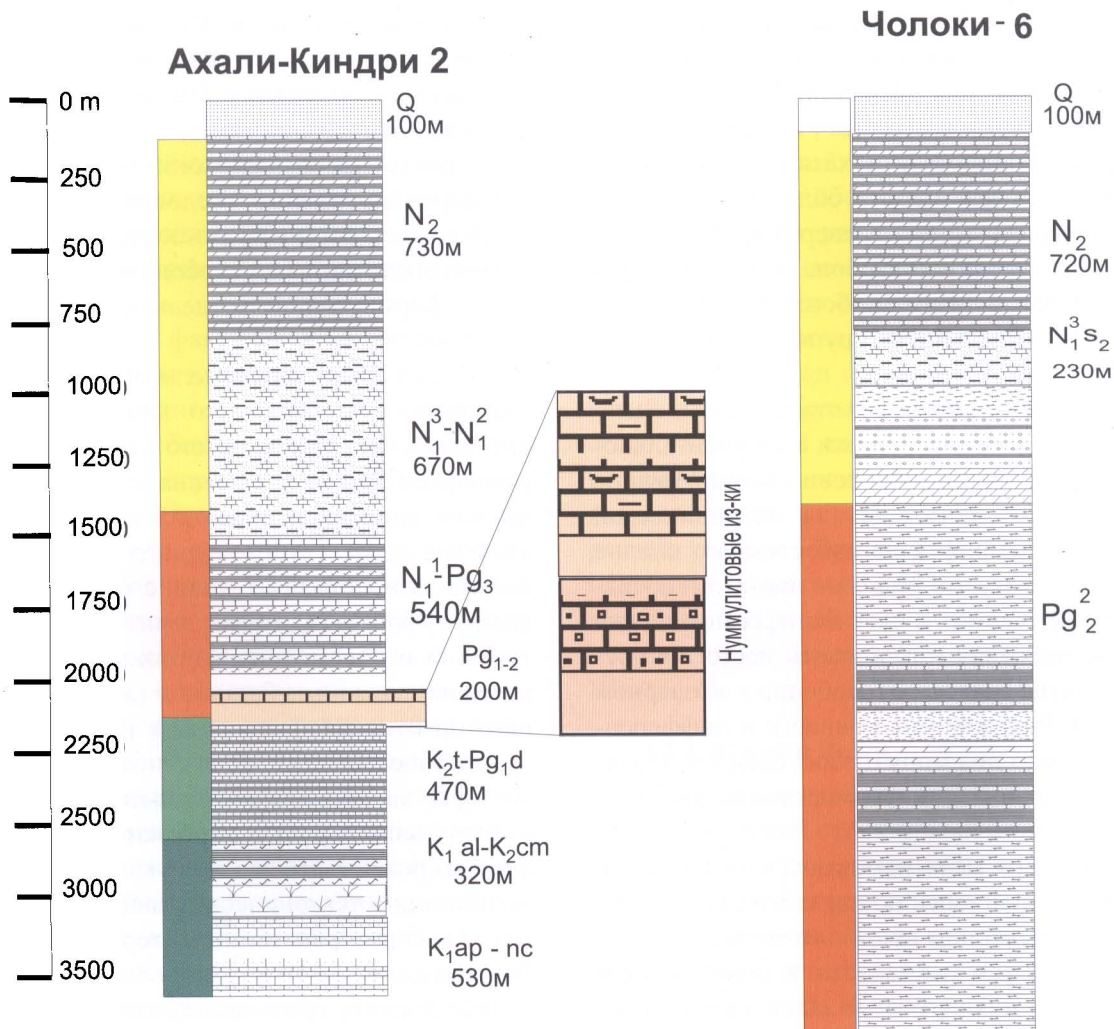


Рис. 2.36. Разрезы некоторых скважин Западной Грузии. Продолжение рис. 2.35.



континентальные пестроцветные отложения верхней юры с горизонтами эвапоритов. Мощность отложений достигает 1–2 км. Особое положение занимает толща вулканитов с преобладанием оливиновых базальтов, возраст которых дискусионен. Вулканиты залегают сразу под пестроцветными отложениями, но на среднеюрских вулканитах преимущественно андезитового состава. Мощность толщи оливиновых базальтов составляет не менее 1 км. Их соотношение с пестроцветной толщей верхней юры не совсем понятно, поэтому возраст их условно датируется как келловей–кимеридж.

Отложения келловей – верхней юры «южного шельфа» естественно трассируются на поднятие Шатского, но точное продолжение каждой из фациальных зон дискусионно. Региональные геологические данные позволяют наметить три основных фациальных зоны на поднятии Шатского для этого этапа. Южная зона («Южный Шатский») является продолжением Рионской впадины до района Сухуми–Очамчири – преобладание континентальных пестроцветных осадков с эвапоритами и с возможной толщей оливиновых базальтов. Средняя зона («Средний Шатский», или Южно-Адлерская платформа) – это продолжение карбонатной платформы Абхазии и карбонатного рифового пояса Ахцу в область Гудаутской банки. Северная зона («Северный Шатский») – зона перехода единой карбонатной платформы к более глубоководным карбонатным фациям с возможными отдельными крупными рифовыми постройками.

Келловей-позднеюрский этап развития Большого Кавказа начался с эпохи континентального рифтинга, который обусловил формирование глубоководного трога. Детали тектонической структуры этого рифта не известны, но вполне можно допустить, что рифтинг охватил и соседние с трогом участки, в частности, келловейские рифтовые движения могли иметь место и в пределах поднятия Шатского (особенно в «Северном Шатском»). Рифтинг мог привести к дифференциации рельефа дна моря с обособлением участков, более удобных для формирования рифовых построек.

Для раннего мела намечаются те же зоны, что и для поздней юры, но характер распределения зон седиментации несколько меняется. Зона «южного шельфа» находилась в более теплом климате, и для нижнего мела здесь преобладают карбонаты. Отложения «южного шельфа» четко делятся на два комплекса. Первый, неокомский,

комплекс (берриас, валанжин, готерив, баррем) представлен мощной карбонатной платформой с преобладанием массивных известняков. Второй, апт-альбский, комплекс – более разнофациальный и представлен карбонатами, для которых характерны мягкие прослои мергелей, а также терригенных пород.

Зона «северного шельфа» находилась в умеренной климатической зоне, ближе к источникам обломочного вещества (поднятия на месте современной Восточно-Европейской платформы). Для берриаса–валанжина и раннего готерива характерно преобладание карбонатов с подчиненной ролью глин и песчаников, а для позднего готерива–баррема–апта–альба – более типичны терригенные породы – песчаники и глины.

Раннемеловые отложения зоны глубоководного трога Большого Кавказа представлены обломочными глубоководными турбидитами разной плотности, встречаются также горизонты олистостромов с глыбами верхнеюрских известняков.

На область поднятия Шатского выходит зона «южного шельфа». Можно предполагать, что на «Южном» и «Среднем Шатском» присутствует карбонатная платформа, в то время как для «Северного Шатского» могли быть характерны дифференцированные условия седиментации со значительной долей относительно более глубоководных глинисто-карбонатных осадков на фоне формирования отдельных карбонатных построек.

В пределах верхнемеловой части разреза совершенно особое место занимает сеноманский интервал. Для «южного шельфа» типичны разнофациальные отложения с глинисто-кремнистым типом осадконакопления. Для разных участков зоны глубоководного трога типичны весьма разнообразные фации с турбидитами, туфами, туфо-турбидитами, горизонты с олистостромами и обломочными потоками, а также горизонты щелочных базальтов (до 200–300 м). В некоторых зонах фиксируется предсеноманское эрозионное событие. Для сеномана «северного шельфа» характерны песчано-глинистые осадки с подчиненной ролью карбонатов. Резкая дифференцированность осадков указывает на некую активизацию тектонических движений, которые могли распространяться и на территорию поднятия Шатского.

Отложения турон-маастрихтской части разреза представлены в основном карбонатами, однако три основных зоны при этом по-прежнему

четко различаются. На «северном» и «южном» шельфах формировались карбонатные платформы с накоплением мелоподобных известняков, крепких известняков и мергелей. Плотные разности преобладают в зоне «южного шельфа». В зоне глубоководного трога формировалась толща переслаивания глубоководных пелагических карбонатов, кремнистых пород и глин с многочисленными горизонтами терригенных турбидитов – песчаников и алевролитов (то, что не совсем корректно многими геологами называется карбонатным флишем). На поднятии Шатского скорее всего прослеживается зона «южного шельфа», во всяком случае можно уверенно говорить о том, что на поднятии Шатского отложения турона-маастрихта представлены шельфовыми карбонатами.

Отложения палеоцена и эоцена в целом подобны отложениям верхнего мела, представлены планктоногенными фациями, но для них большую роль играют более глинистые отложения. Однако в отдельные промежутки времени они становятся весьма мелководными, так как для нижнего палеоцена характерны органогенно-детритовые известняки, широко распространенные в Крыму и в зоне «южного шельфа». Для эоцена характерна специфическая толща так называемых «нуммулитовых известняков», фиксирующая весьма мелководные обстановки (не более 30–50 м) на территории Горного Крыма и в зоне «южного шельфа».

Для нас важен факт, что в келловее–поздней юре вдоль зоны южного склона Большого Кавказа был рифтинг. В ходе этого рифтинга сформировался глубоководный трог Большого Кавказа шириной порядка 200–300 км и глубиной 1–2,5 км. Юго-западный склон этого бассейна стал одновременно северо-восточной границей поднятия Шатского. Основные доказательства этого – породы трога Большого Кавказа с возрастом от келловее до эоцена включительно образованы обломочными и карбонатными породами и горизонтами турбидитов и олистостромов. Турбидиты и олистостромы транспортировались как с северного ограничения трога (зона Предкавказья), так и с южного (поднятие Шатского). Однако детали транспортировки материала не ясны, и эта проблема требует специального анализа. Наиболее важным представляется вопрос, когда транспорт осадков был связан с поднятием Шатского и какие комплексы там эродировались. Моменты усиления транспорта грубого осадка

и формирования олистостромов отвечают верхней юре, неокому, сеноману и позднему эоцену. Примечательно, что блоки верхнеюрских известняков, возможно, транспортировавшиеся с поднятия Шатского, встречены в породах от позднеюрских до эоценовых включительно.

Можно с достаточной долей уверенности говорить о том, что начиная с келловее – верхней юры и до конца эоцена естественной северо-восточной границей поднятия Шатского была зона типа континентального склона. Существуют данные, указывающие на то, что в поздней юре поднятие Шатского перекрывалось карбонатной платформой. На западе Большого Кавказа имеется так называемая Чвежипсинская зона (район Сочи–Адлера). Эта зона рассматривается как комплекс подножья палеосклона поднятия Шатского. Интересен сеноман Чвежипсинской зоны Большого Кавказа. Он представлен толщей пиллоу-базальтов мощностью до 200 м, которая находится в ассоциации с глинисто-кремнистыми осадками, обломочными потоками и олистостромами. Вероятно, в сеномане произошла рифтовая активизация трога Большого Кавказа с усилением расчленения рельефа и возможным подъемом плечей рифта (края поднятия Шатского и края Скифской платформы). Предварительно также можно обсуждать апт-альбскую фазу дополнительного рифтинга вдоль трога Большого Кавказа. В целом, система трога Большого Кавказа в келловее–эоцене имела сложную историю, которая нуждается в детализации. На рисунке 2.37 показан фациальный профиль вдоль южного склона Большого Кавказа, то есть вдоль северо-восточной палеограницы блока Шатского (вместе с Туапсинским прогибом), который является одним из реперов для обоснования характера разреза в Туапсинском прогибе и на вале Шатского. На рисунке 2.38 показан один из сейсмических профилей в грузинских водах Черного моря, который пересекает южную границу вала Шатского.

### 2.2.2. Южный Крым

Комплекс келловее – верхней юры образует самостоятельный структурный этаж. Отложения этого возраста деформированы в разной мере, и вопросы стратиграфии решены пока недостаточно. В целом, в основании преобладает обломочный комплекс, который, вероятно, формировался на фоне рифтинга. Выше преобладают карбонаты, образующие две основные зоны: зона карбонатной шельфовой платформы с рифовыми



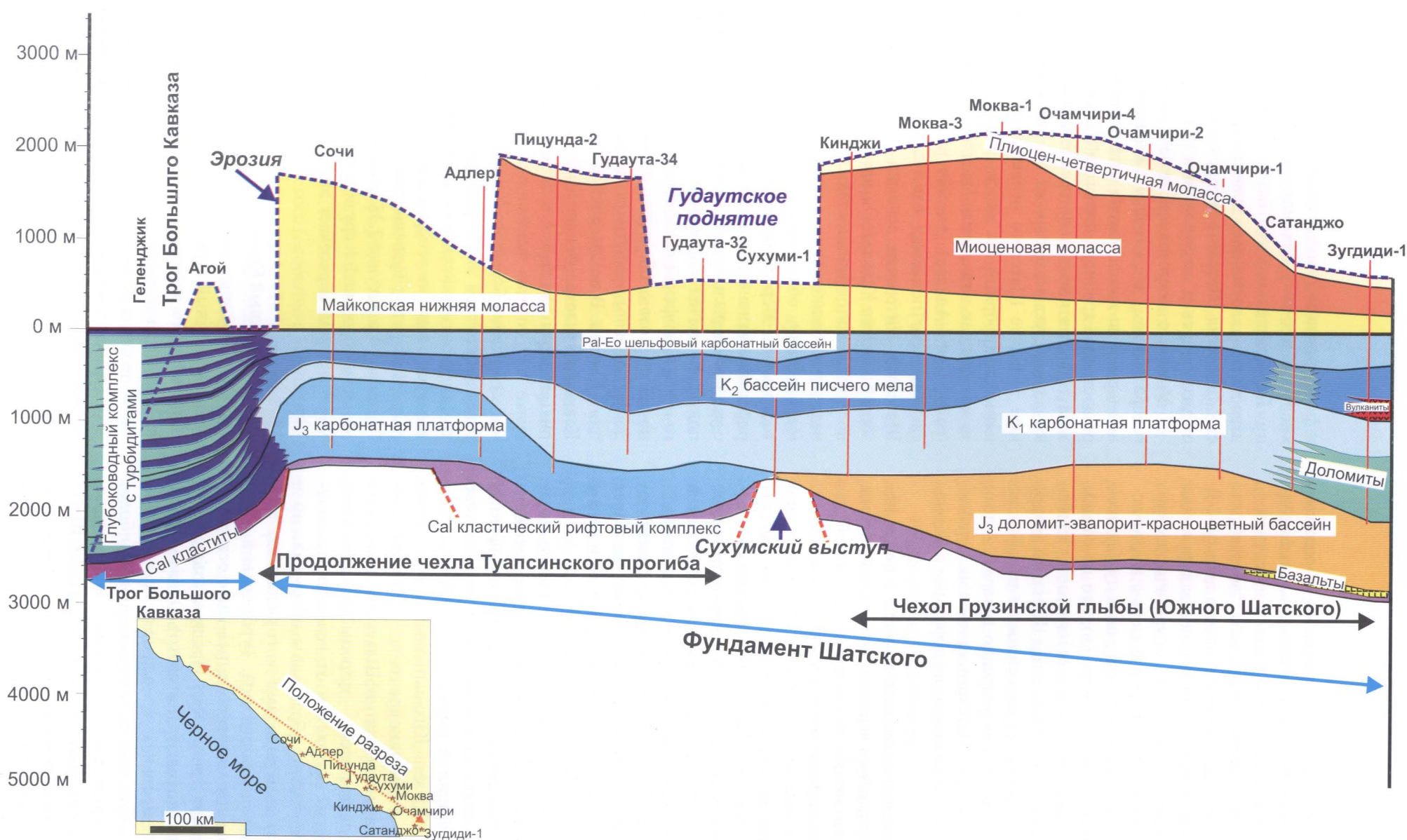


Рис. 2.37. Фациальный профиль Геленджик–Зугдиди (Грузия). Кровля эоцена положена горизонтально. Составил А.М. Никишин



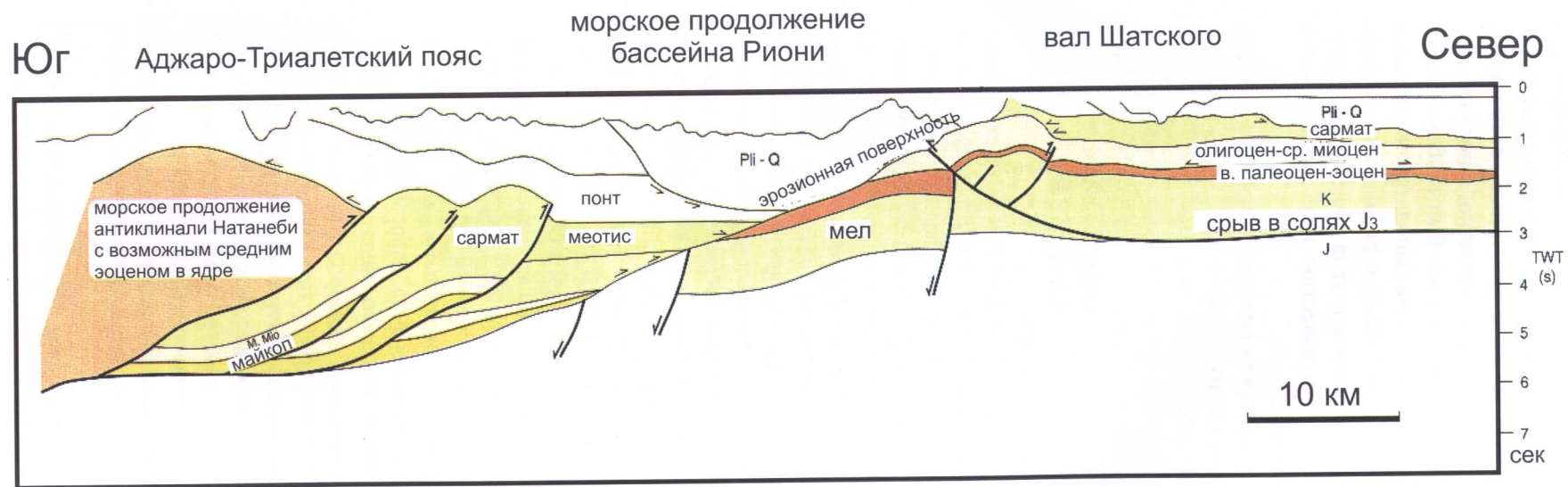
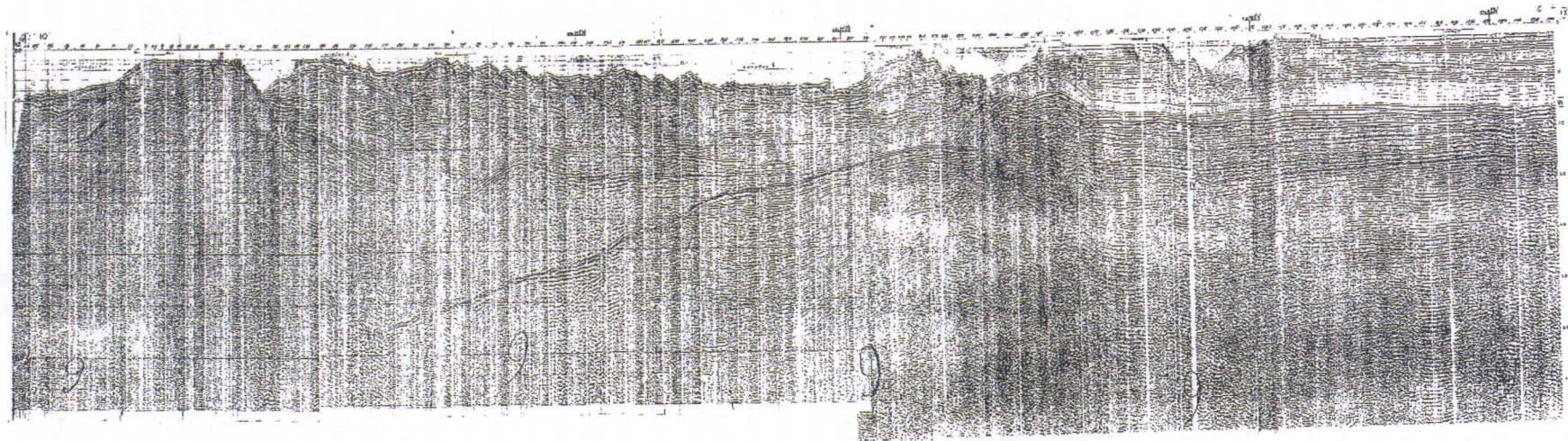


Рис. 2.38. Сейсмический и геологический разрезы вдоль берега Грузии через границу вала Шатского и его интерпретация [Robinson, 1997]



массивами и зона более глубоководных осадков с турбидитами и толщами олистостромов (Судакско–Феодосийская зона). Последняя зона является продолжением зоны глубоководного трога Большого Кавказа, но их структурные соотношения точно не установлены. Вероятно, в поздней юре на востоке Южного Крыма был глубоководный трог, который с севера и запада оконтуривался карбонатной платформой с рифовыми постройками. Крупные рифовые тела в виде перемещенных олистолитов известны в восточной части Южного Крыма.

В берриасе (или перед валанжином) в начале мела имели место деформации. Эти «интраберриасские» деформации (как минимум – вертикальные движения) максимально проявились на западе Южного Крыма и плавно сокращались по интенсивности в сторону Большого Кавказа. Вероятность их проявления на «Северном Шатском» достаточно высока.

Отложения мела–палеоцена–эоцена образуют платформенный чехол, в котором выделяется несколько комплексов. Отложения валанжина–апта представлены по большей части песчано-глинистыми отложениями с подчиненной ролью карбонатов. Они резко фациально дифференцированы, а также существенно меняют мощность, которая колеблется от десятков метров до километра. Столь существенные изменения позволяют допускать конседиментационные деформации рифтинга с образованием структур типа Белогорского грабенообразного бассейна (см. рис. 2.14), но геометрия этих структур и их площадное распространение пока изучены слабо. Для альба характерны вертикальные движения с амплитудами эрозии в первые сотни метров. Эти движения были связаны либо с фазами рифтинга, которые известны для северной части Турции, либо с фазами сжатия, установленными для Балканской области (австрийская фаза деформаций).

Отложения верхнего мела образуют мощную сравнительно однородную карбонатную шельфовую платформу с преобладанием пелагических известняков и мергелей. Незначительные эрозионно-угловые несогласия имеются внутри сантона и перед маастрихтом. Горизонты вулканических пеплов известны для кампана.

Отложения палеоцена представлены органогенно–детритовыми известняками с конкрециями кремней.

Важное несогласие фиксируется перед эоценом. Толща эоценовых осадков ложится с несогласием на отложения от палеоцена до низов мела

с величиной эрозии до 300–600 м (см. рис. 2.15). Нижний–средний эоцен представлен глинами, переходящими вверх в нуммулитовые известняки, причем местами верхнеипрские–нижнелютецкие нуммулитовые известняки лежат на нижнемеловых породах. Нуммулитовые известняки в целом образуют Южно-Крымскую нуммулитовую банку, которая формировалась на глубинах порядка 30–50 м (рис. 2.39). Центр этой банки выделяется в районе г. Белогорска. Мощность нуммулитовых известняков достигает 50 м.

Отложения бартон–приабона образованы преимущественно толщей однородных мергелей с прослоями известняков, иногда с нуммулитами в нижней части.

### 2.2.3. Области мезозойского и кайнозойского вулканизма

Для поднятия Шатского вероятны проявления мезозойского и кайнозойского вулканизма, поэтому необходимо оценить эту вероятность с позиций региональной геологии.

Среднеюрский вулканический пояс имеет две ветви. Одна прослеживается от Южного Крыма через «Северный» и «Центральный Шатский» к южному склону Большого Кавказа. Вероятность ее прохождения через Шатский достаточно высокая и это обосновывается анализом данных региональных гравияномалий. Вторая ветвь прослеживается от Восточных Понтидов через Рионскую впадину на Малый Кавказ (Сомхето–Карабахскую зону). В пределах Кавказа обе ветви сливаются. Можно предположить, что до раскрытия Восточно–Черноморской впадины среднеюрский вулканический пояс был единым образованием шириной более 200 км и с мощностью вулканитов до 3–4 км. Пояс имеет субдукционную природу, и южнее него была зона субдукции океана Тетис.

Позднеюрский вулканизм имеет две области распространения. Первая – вулканический пояс Малого Кавказа – Восточных Понтидов. Вторая – зона оливиновых базальтов Колхиды (Рионский бассейн). Позднеюрский вулканический пояс в целом наложен на среднеюрский. Он достоверно установлен в области Малого Кавказа. Локальные проявления вулканизма имеются и в полосе Восточных Понтидов. Позднеюрский пояс также имеет субдукционную природу. В области Колхиды, которая фактически является частью «Южного Шатского», известна толща базальтов мощностью до 1–2 км келловой–позднеюрского возраста. Эти базальты, вероятно, имеют задуго-

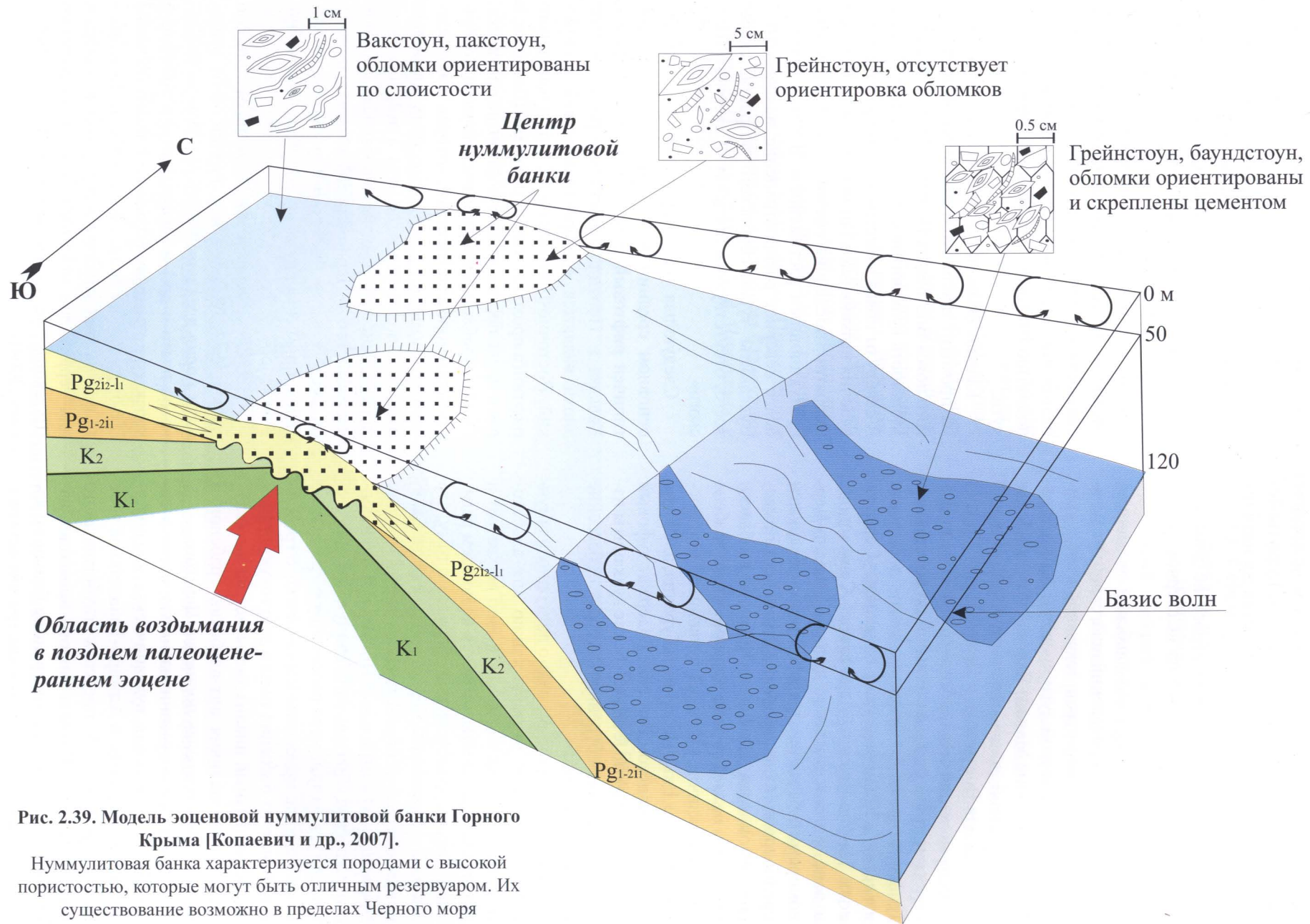


Рис. 2.39. Модель эоценовой нуммулитовой банки Горного Крыма [Жопаевич и др., 2007].

Нуммулитовая банка характеризуется породами с высокой пористостью, которые могут быть отличным резервуаром. Их существование возможно в пределах Черного моря



вое происхождение и формировались в тыловой части зоны субдукции. Если это предположение справедливо, то к северу от широты Гудауты более чем в 300 км от зоны субдукции их наличие маловероятно.

Неокомские вулканы строго не доказаны для региона и их наличие на «Северном Шатском» маловероятно.

Широко проявлен апт-альбский вулканизм, но география его проявлений пока строго не установлена. Основной ствол доказанной субдукционной вулканической дуги проходит по Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа. Апт-альбские туфы с разной долей обоснованности возраста описаны для Восточных и Центральных Понтидов (в основном для зон грабенов). Альбские вулканические туфы с незначительной по расстоянию транспортировкой вулканического материала известны в Крыму в районе Балаклавы–Севастополя. На дне Черного моря южнее Севастополя в зоне континентального склона Западно-Черноморского бассейна драгированием обнаружен предположительно альбский вулканический массив Ломоносова. На севере Крыма и в области Одесского шельфа в зоне Каркинитского грабена доказано наличие альбских вулканических массивов мощностью не менее 1 км. По данным бурения, альбские осадки в Таманском бассейне содержат туфовый материал. Вероятные апт-альбские вулканы известны по данным бурения в Кубанском бассейне в районе Армавира.

В настоящее время трудно дать однозначную геодинамическую интерпретацию апт-альбского вулканизма, так как данных явно не хватает и геохимические данные имеются не по всем регионам. Наше предположение сводится к тому, что в апт-альбе впадины Черного моря еще не было и вулканические образования Аджаро-Триалет, Восточных и Центральных Понтидов и Ломоносовского массива образовывали единую вулканическую дугу, в разной мере рассеченную грабенами. В этом случае вулканы Каркинитского грабена и Кубанского бассейна имели задуговую природу. Региональный анализ указывает на высокую вероятность наличия апт-альбских грабенов и вулканических массивов в пределах поднятия Шатского.

Особая фаза вулканизма имела место в сеномане. Сеноманская вулканическая субдукционная дуга доказана в Аджаро-Триалетской зоне Малого Кавказа. В пределах глубоководного трога Западного Кавказа широко проявился базальтовый вулканизм с внедрением большого количества даек. Этот вулканизм мы связываем с

фазой задугового растяжения и рифтинга. Но для нижнего(?) сеномана этого же трога известны и горизонты туфов базальтового и андезитового состава, которые могли быть связаны как с задуговым вулканизмом в условиях рифтинга, так и с наличием некоей вулканической дуги, с которой транспортировались туфы. Однако положение этой дуги пока не установлено. Таким образом, с одной стороны, можно допускать наличие на поднятии Шатского сеноманского рифтинга и связанного с ним вулканизма. А с другой, пока нельзя исключать вероятность прохождения по поднятию Шатского сеноманской вулканической дуги.

Главная область турон-сеноманского вулканизма проходит вдоль субдукционного вулканического пояса Восточных Понтидов – Малого Кавказа. Мощность вулканических массивов достигает 3–5 км. К северу от пояса известны разновозрастные проявления вулканизма в Грузии в области Кутаиси. Вероятно, последние связаны с задуговым надсубдукционным растяжением. В этом случае их более северное распространение маловероятно. Вулканы турон-сеноманского возраста, скорее всего, отсутствуют в пределах «Северного Шатского».

Следующая эпоха вулканизма – эоцен (в основном средний эоцен). Для этого времени типичен рифтовый вулканизм в полосе Малого Кавказа и Понтидов. Типичными рифтами этой эпохи являются Аджаро-Триалетский, Севанский, Восточно-Понтийский и др. Ствол эоценового рифтинга проходит южнее поднятия Шатского, и в его пределах эоценовый рифтинг не проявился. Особая проблема стоит для южной части Восточно-Черноморского бассейна, которая непосредственно примыкает к зоне известных эоценовых рифтов. Вполне вероятно, что в той или иной мере эоценовый рифтинг проявился в южной части Восточно-Черноморской впадины; имел ли он место в части Восточно-Черноморского бассейна, примыкающего к «Северному Шатскому» – не ясно.

Неоген-четвертичный вулканизм широко проявился на Кавказе и в Турции. Этот вулканизм носил ареальный характер (Армянское лавовое плато и др.) в Закавказье, или локальный характер в пределах Большого Кавказа (вулканы Эльбрус, Казбек и др.). Вулканизм этого возраста не известен западнее долготы Сочи–Адлера и для территории «Центрального» и «Северного Шатского» не прогнозируется [Ершов, Никишин, 2004].

### 3. ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОКОМПЛЕКСОВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВАЛА ШАТСКОГО И В ТУАПСИНСКОМ БАССЕЙНЕ

В Восточно-Черноморском регионе не пробурено глубоких скважин, поэтому возраст сейсмокомплексов является предметом дискуссий, и это одна из основных проблем данной работы. Для датировки сейсмокомплексов мы использовали данные по скважинам вокруг Черного моря и широко применяли метод событийной сеймостратиграфии – то есть мы предполагаем, что региональные тектонические или климатические события должны каким-то образом проявиться в виде границ на сейсмических профилях. Фундамент поднятия Шатского на профилях не расчленяется. Он является продолжением Дзирульско-го массива в Грузии и считается, что кора имеет байкальский и палеозойский возраст. Вероятно, отложения нижней и средней юры образуют деформированный чехол, при этом предполагается, что в нижней юре преобладают сланцы, а в средней – сланцы и вулканиты. Приведенные ниже сейсмокомплексы в основном базируются на статье А.П. Афанасенкова, А.М. Никишина, и А.Н. Обухова [2005 в].

#### 3.1. Сейсмокомплекс с карбонатными массивами и карбонатной платформой (сейсмокомплекс 1, СК-1)

Самый нижний выделяемый сейсмокомплекс (СК) имеет сложное строение. От Гудаутской банки (Абхазская часть моря) до средней части вала Шатского выделяется нечеткослоистый комплекс, образующий Южно-Адлерскую платформу («Средний Шатский»). Этот сейсмокомплекс четко выявлен на композитном профиле (рис. 3.1, 3.2), его мощность достигает 500–1000 мсек. Данный СК имеет четкую верхнюю границу с более прозрачным СК, но нижняя граница не всегда явно прослеживается. Профиль 43 (рис. 3.3) в районе Сочи близко подходит к берегу и к серии глубоких скважин. Этот СК в сочинских скважинах соответствует массивным известнякам верхней юры или верхней юры – неокома. Композитный профиль Южморгеологии близко подходит к глубокой скважине Очамчири-4 и примерно соответствует верхней юре в

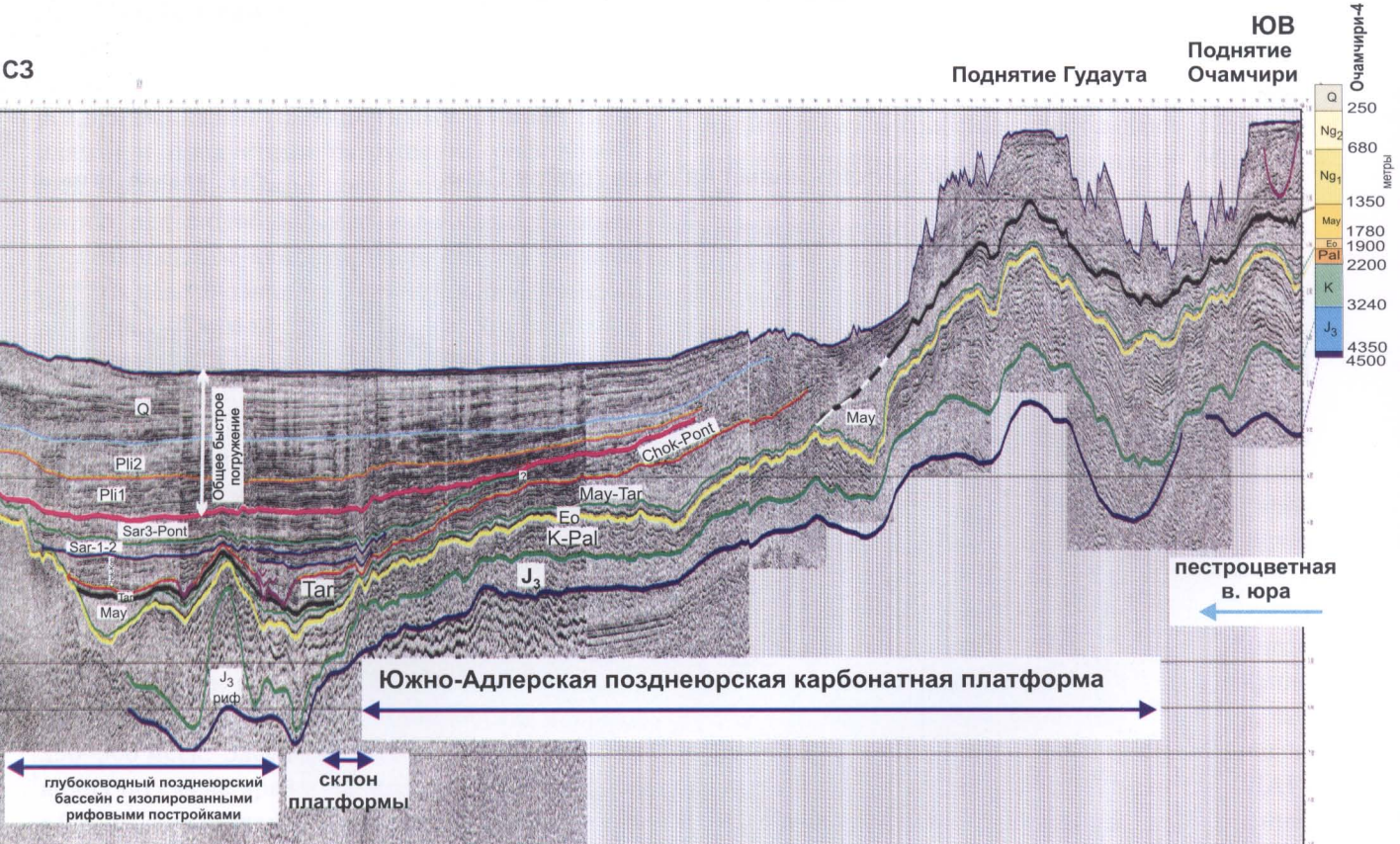


Рис. 3.1. Временной разрез вдоль синтетического сейсмического профиля «Вал Шатского (север) – поднятие Очамчири»



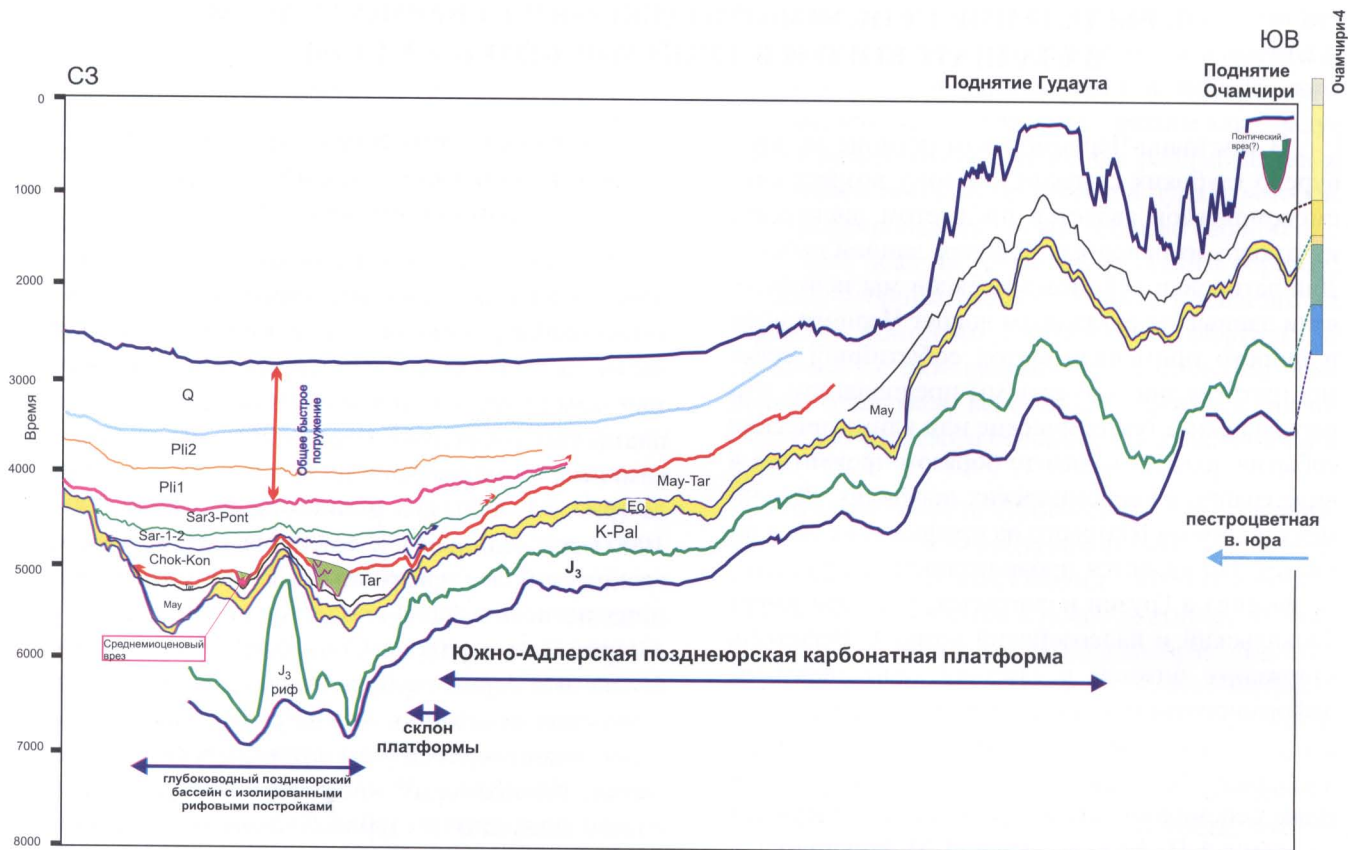


Рис. 3.2. Геологическая интерпретация синтетического сейсмического профиля «Вал Шатского – поднятие Очамчири»

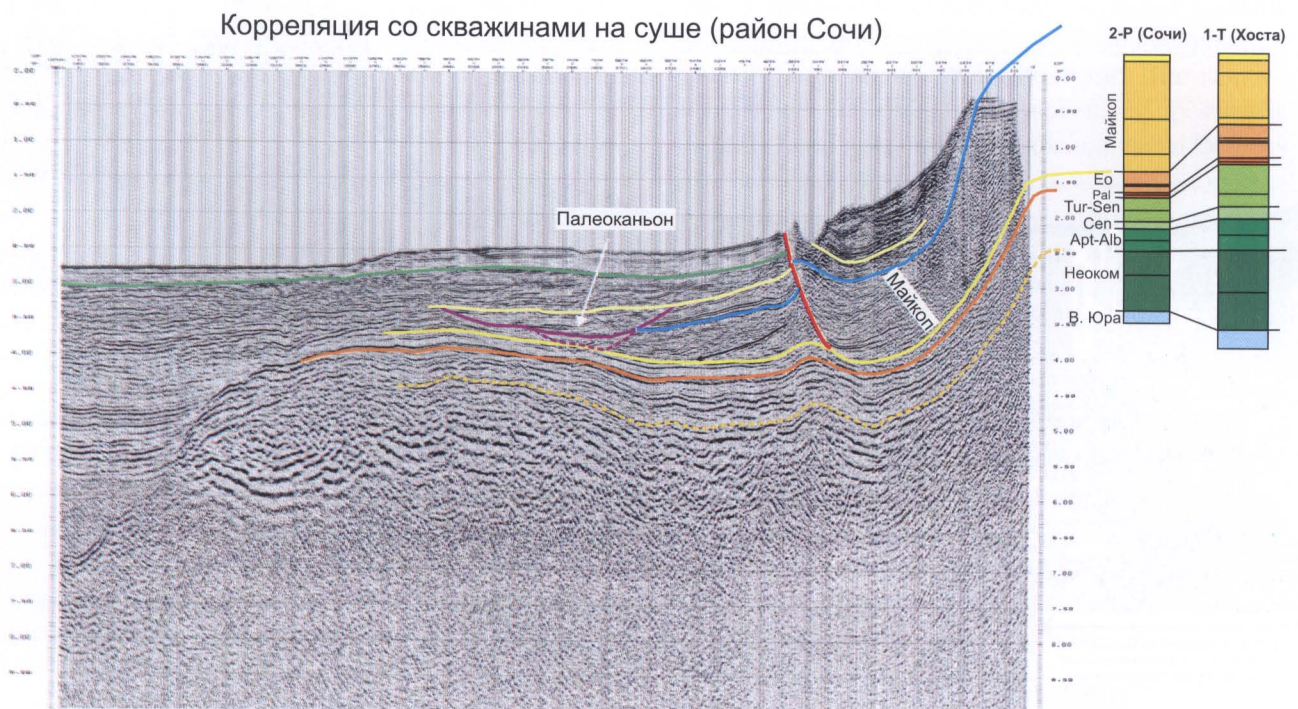


Рис. 3.3. Корреляция сейсмического профиля № 43 (Союзморгео) со скважинами 2-Р и 1-Т

карбонатно-пестроцветной фации (см. рис. 3.1, 3.2). Можно констатировать, что СК-1 Южно-Адлерской платформы образован известняками, но ее максимальный возраст – от келловея до неокома включительно, а минимальный – поздняя юра.

К северу СК Южно-Адлерской платформы через зону типа погребенного склона переходит в систему отдельных массивов, разделенных межмассивовыми депрессиями, которые заполнены более молодыми осадками. Мощность массивов достигает 1–2 км. Зона перехода выражена погребенной ступенью с превышением более 500–700 мсек. Эта ступень четко видна на композитном профиле (см. рис. 3.1, 3.2). Область с массивами имеет широкое распространение в северной части поднятия Шатского в районе лицензии НК ЮКОС и, частично, лицензии Роснефти, и на юге района лицензии Роснефти в Туапсинском прогибе. Эту область мы условно назовем Многогорифовой. Массивы имеют ширину по 10–20–30 км и относительную высоту до 1 км и более. Классическим примером является массив Мария, выделенный НК ЮКОС, и малоизвестный массив структуры Внешняя, находящейся юго-восточнее Марии (рис. 3.4). Эти массивы по своей морфологии наиболее всего соответствуют карбонатным постройкам рифового типа. Массивы разделялись зонами некомпенсированного осадконакопления (карбонатными и глинистыми илами) и продуктами разрушения рифоподобных массивов. Можно допускать, что формированию рифоподобных массивов предшествовало келловейское формирование систем сбросов общего северо-западного простирания, которые дифференцировали палеодно на относительно приподнятые и опущенные зоны. Келловейская фаза рифтинга известна для Кавказского региона и Южного Крыма.

### **3.2. Сейсмокомплекс карбонатной платформы и заполнения межмассивовых депрессий (сейсмокомплекс 2, СК-2, «прозрачный» сейсмокомплекс)**

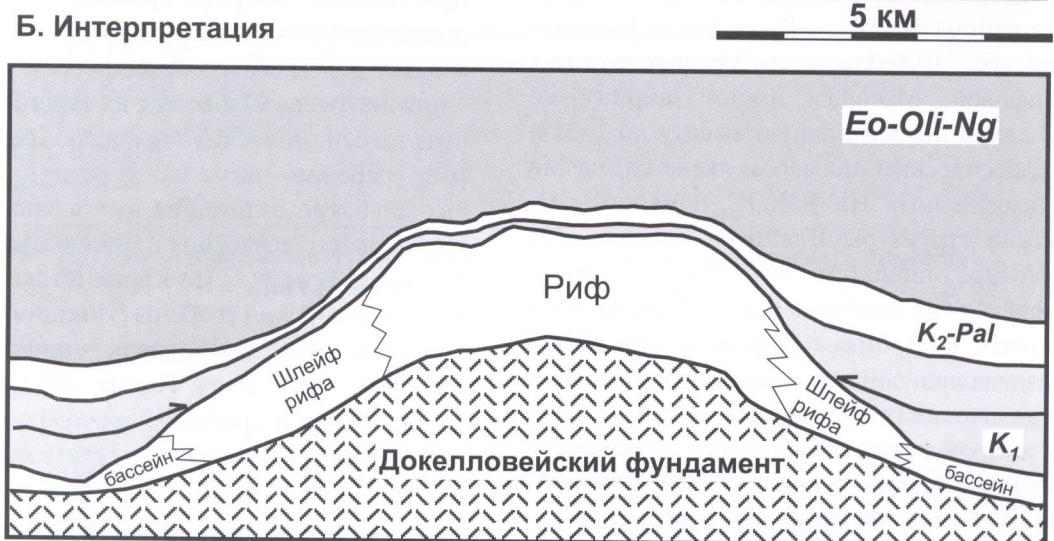
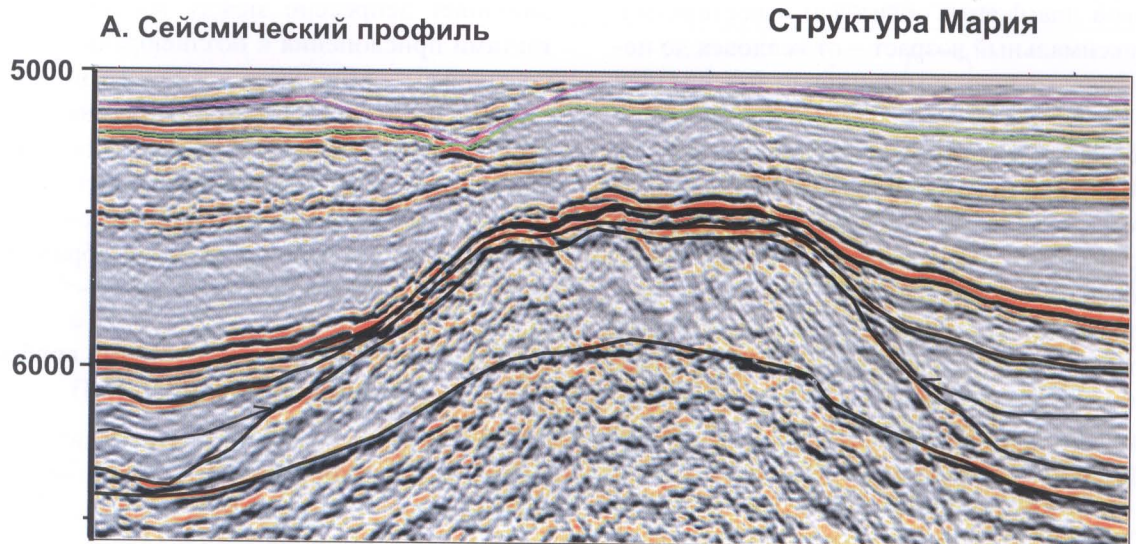
В пределах Южно-Адлерской платформы СК-2 образует нечеткослоистый чехол, залегающий согласно на СК-1 с мощностью порядка 250–500 мсек. Здесь нижняя граница СК четко видна по смене ярких фаций в СК-1 на светлые в СК-2. Это видно на композитном профиле Южморгеологии (см. рис. 3.1, 3.2). По корреляциям с сочинскими скважинами и скважиной Очам-

чири-4 СК-2 примерно соответствует нижнему мелу. В пределах Многогорифовой области СК-2 заполняет депрессии между массивами с контактами прислонения к позднеюрским рифовым постройкам. Мощность сейсмокомплекса составляет 200–500 мсек, при этом она сокращается в сторону массивов почти до полного выклинивания. Сейсмокомплекс имеет нечеткую слоистость. Вероятно, это карбонатно-глинистые осадки, которые заполняли ранее образованные неровности дна.

### **3.3. Сейсмокомплекс заполнения грабенов (сейсмокомплекс 3, СК-3)**

В пределах северной части поднятия Шатского («Северного Шатского») нечетко выделяется система грабенов общего северо-западного простирания. Ширина грабенообразных впадин достигает 10 км. Обычно грабены располагаются в зонах межмассивовых депрессий верхней юры – нижнего мела и не всегда их строго можно отличить на сейсмических профилях. Вероятный возраст грабенов – апт-альб. В региональном плане апт-альбские отложения выполняют комплексы грабенов-полуграбенов с мощностью осадков до 1–2 км. В Крыму – это Каркинитский, Белогорский и Салгирский грабены [Никишин и др., 2001; Муратов, 1969], в Понтидах – рифт Улус [Okay, Sahintürk, 1997; Okay, Tuysuz, 2003] и его аналоги. В Крыму в грабенах преобладают обломочные и глинистые породы, в Понтидах – обломочные песчано-глинистые породы с турбидитами и крупными олистолитами верхнеюрских известняков и горизонтами альбских лав и туфов. Мы допускаем широкое распространение на поднятии Шатского апт-альбских полуграбенов. Рифтинг мог быть осложнен базальт-андезитовым вулканизмом. Полуграбены поднятия Шатского находились дальше от источников обломочного материала, нежели грабены Турции и Крыма, поэтому, вероятно, они выполнены более тонким материалом: глинами или известковистыми глинами (мергелями). Сбросы грабенообразных структур поднятия Шатского испытывали фазы активизации до эоцена включительно. Данные грабены предположительно видны на профиле WBS-02–40 НК ЮКОС (рис. 3.5). Отметим, что выделение этого синрифтового комплекса является пока спорным. Например, геологи из ЛАР-ГЕ обосновывали их широкое распространение, геологи из Тоталь в меньшей мере настаивали на их реальности.





Подошва эоцена  
положена горизонтально

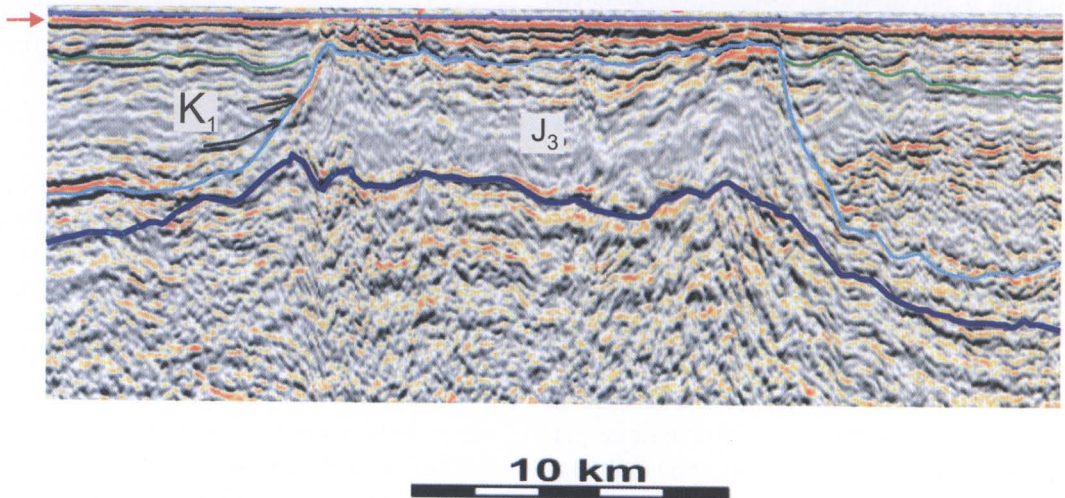


Рис. 3.4. Примеры рифовых структур на временном сейсмическом профиле WBS-02-05 (вал Шатского)



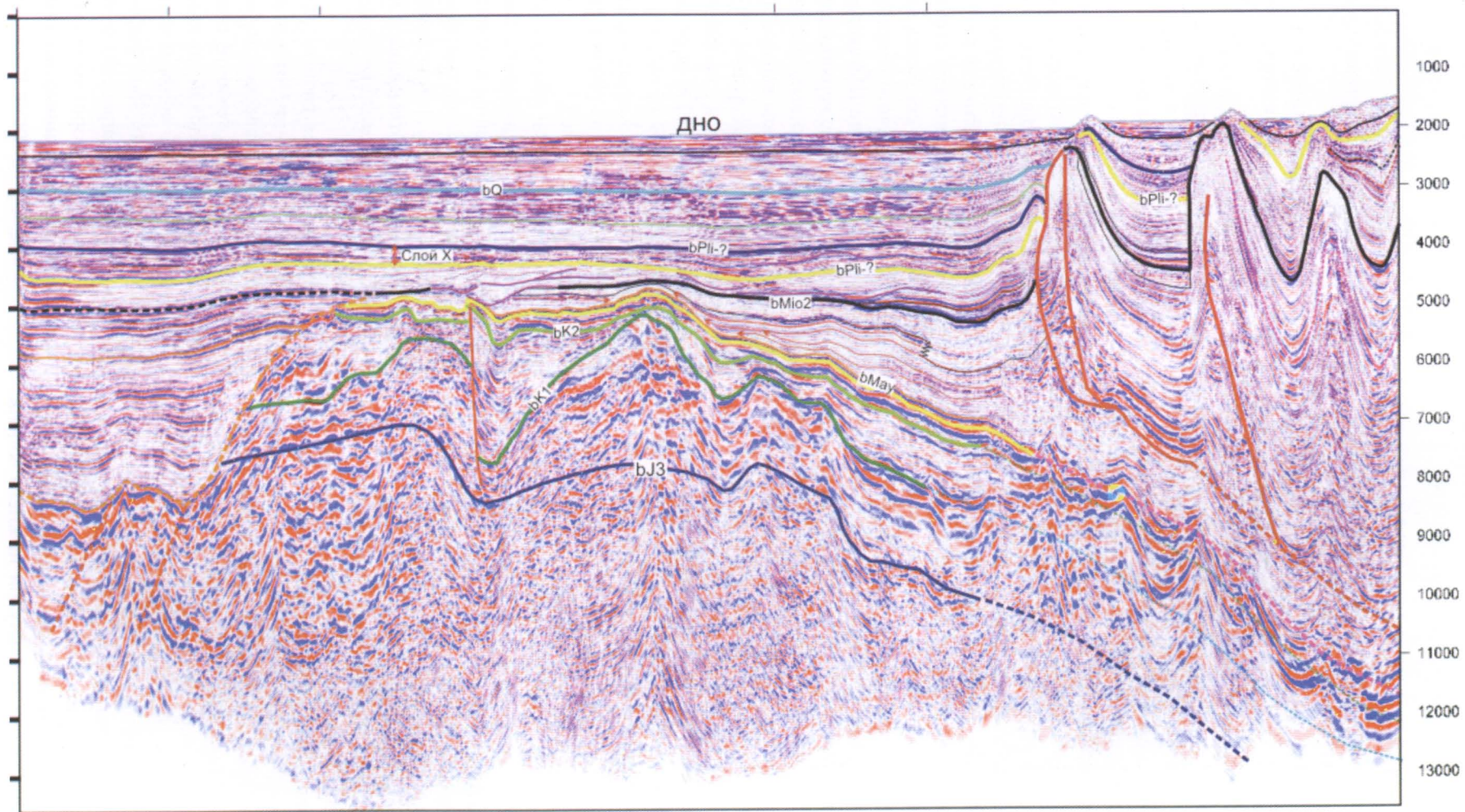


Рис. 3.5. Сейсмический профиль WBS-02-40 в интерпретации А.П. Афанасенкова, А.М. Никишина и А.Н. Обухова [2005в]



К отложениям данного сейсмокомплекса вдоль юго-западного края поднятия приурочены возможные вулканические образования.

### **3.4. Сейсмокомплекс первого квазиравномерного осадочного чехла (сейсмокомплекс 4, СК-4)**

Выше сейсмокомплексов 2 и 3 залегает единая слоистая толща, трансгрессивно перекрывающая нижележащие образования. В ее подошве можно выделить так называемое «внутримеловое» несогласие. Мощность толщи 200–300 мсек. В региональном плане на границе альба и сеномана начинается региональная трансгрессия с началом формирования мелоподобных карбонатов, хотя в Крыму, в Северной Турции и на Кавказе есть свои особенности. Поэтому возраст сейсмокомплекса мы определяем как поздний мел–палеоцен. Судя по тому, что в региональном плане в позднем мелу – палеоцене господствуют мелоподобные карбонаты, мы считаем, что и на поднятии Шатского, и в Туапсинском прогибе состав пород аналогичный. Особые фации могут иметь отложения сеномана (например, кремнистые осадки, вулканиты и т.д.). В сейсмокомплексе могут быть небольшие эрозионные границы (например в подошве палеоцена).

### **3.5. Сейсмокомплекс регионального чехла с локальными угловыми несогласиями в основании (сейсмокомплекс 5, СК-5)**

На сейсмокомплексе 4 в целом субпараллельно, а местами и с небольшим несогласием с залеганием на сейсмокомплексах 3 и 4 (рис. 3.6), залегает новая чехольная толща. Ее подошва является одной из самых ярких границ на сейсмических профилях. Возраст толщи датируется как эоцен. В Горном Крыму толщи бахчисарайской и симферопольской свит (ипра и лютетия) с нуммулитовой банкой и с эрозионной границей, размытом и небольшим угловым несогласием ложатся на образования с возрастом от палеоцена до нижнего мела [Муратов, 1969] (рис. 3.7). В Северной Турции в Понтидах максимум орогении и горообразования приходится на границу палеоцена и эоцена и начало эоцена [Okay, Sahintürk, 1997; Okay, Tuysuz, 2003]. Вероятно, именно перед эоценовым «нуммулитовым» событием была фаза вертикальных движений и неравномерной эрозии на поднятии Шатского. На этом основании мы датируем подошву сейсмокомплекса 5 как начало эоцена или внутри нижнего эоцена.

Средний–верхний эоцен поднятия Шатского, по аналогии с районами Крыма и Кавказа, вероятно, сложен в разной мере глинистыми известняками с возможными нуммулитовыми банками на относительных поднятиях. Мощность сейсмокомплекса выдержана и оценивается в 100–200 мсек.

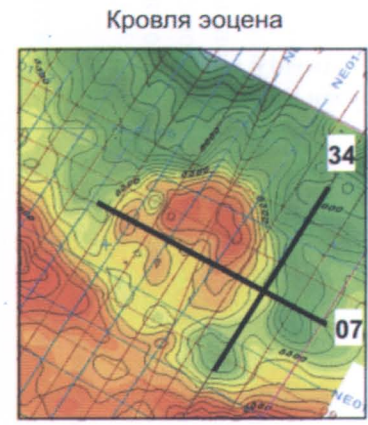
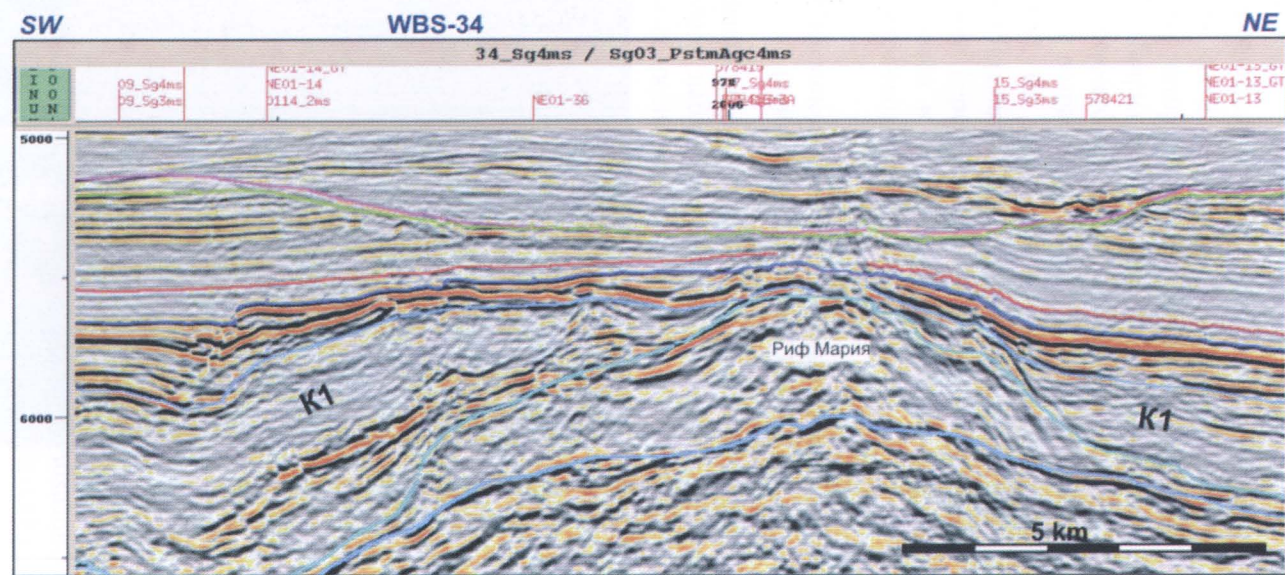
### **3.6. Сейсмокомплекс с подошвенным налеганием (сейсмокомплекс 6, СК-6)**

На отложениях сейсмокомплекса 5 с эрозионной границей параллельно или с подошвенным налеганием залегает в целом слоистый сейсмокомплекс 6. При этом в северо-восточной части поднятия он залегает с низов, а к юго-западу на эоцен ложатся все более молодые уровни осадков. Сейсмокомплекс всеми интерпретируется как майкопская толща (олигоцен–нижний миоцен). Мощность сейсмокомплекса меняется от 2–3 км на северо-востоке до сотен метров над относительными поднятиями структуры Шатского (местами мощность срезается до нуля). Вероятно, вблизи Туапсинского бассейна имеется весь майкоп, а на поднятии Шатского только средний и верхний или только верхний майкоп.

В майкопе четко выделяется три фации: (1) клиноформные конусы выноса; (2) мутные, хаотические, прозрачные фации; (3) четкослоистые фации. Конусы выноса с четкими клиноформами мощностью до 500–1000 мсек видны на профиле НК ЮКОС WBS–02–40. Снос осадков шел с района Большого Кавказа (с его центральной части определено, из района Анапского выступа предположительно).

«Мутные» фации обычно перекрывают фации клиноформ или их латерально замещают. Вероятно, они образованы в основном глинистым материалом. Четкослоистые фации латерально замещают «мутные» фации, либо ложатся сразу на подстилающие отложения. Они интерпретируются как переслаивание глин, песчаников и алевролитов.

Майкоп ложится своими разными горизонтами на подстилающие отложения. Это свидетельствует о предмайкопской фазе деформаций и вертикальных движений. В целом, майкоп выклинивается к юго-западному краю вала Шатского. В Многорифовой области часто только верхи майкопа перекрывают зоны рифовых массивов, а в межмассивовых депрессиях имеется значительно более полный разрез майкопа. Это указывает на дифференцированные вертикальные движения в майкопское время и на синтетектонический



Срезание отложений верхнего и нижнего мела

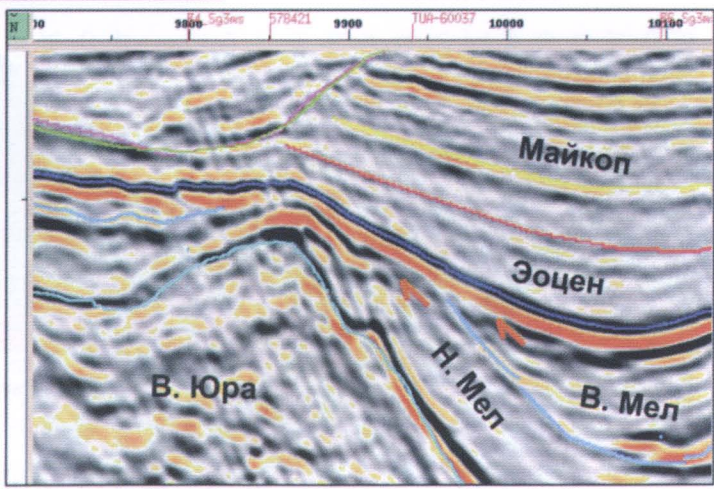
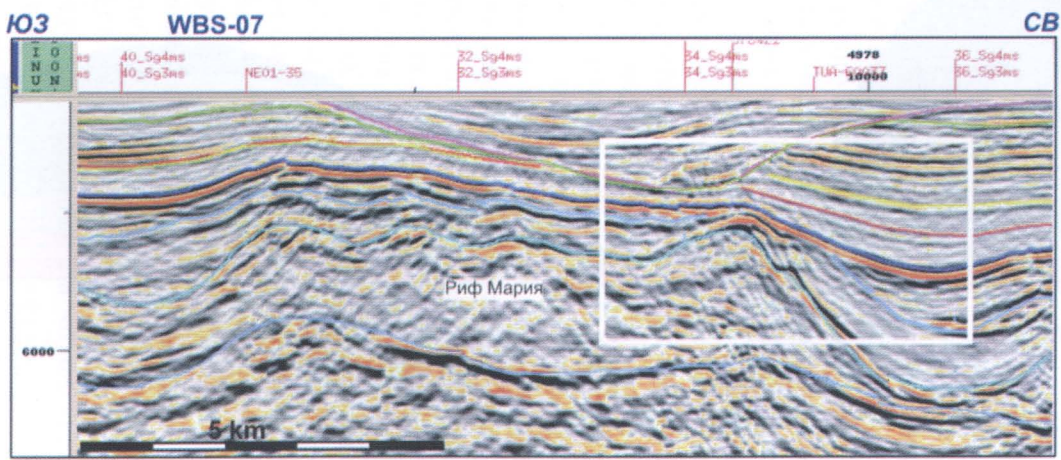
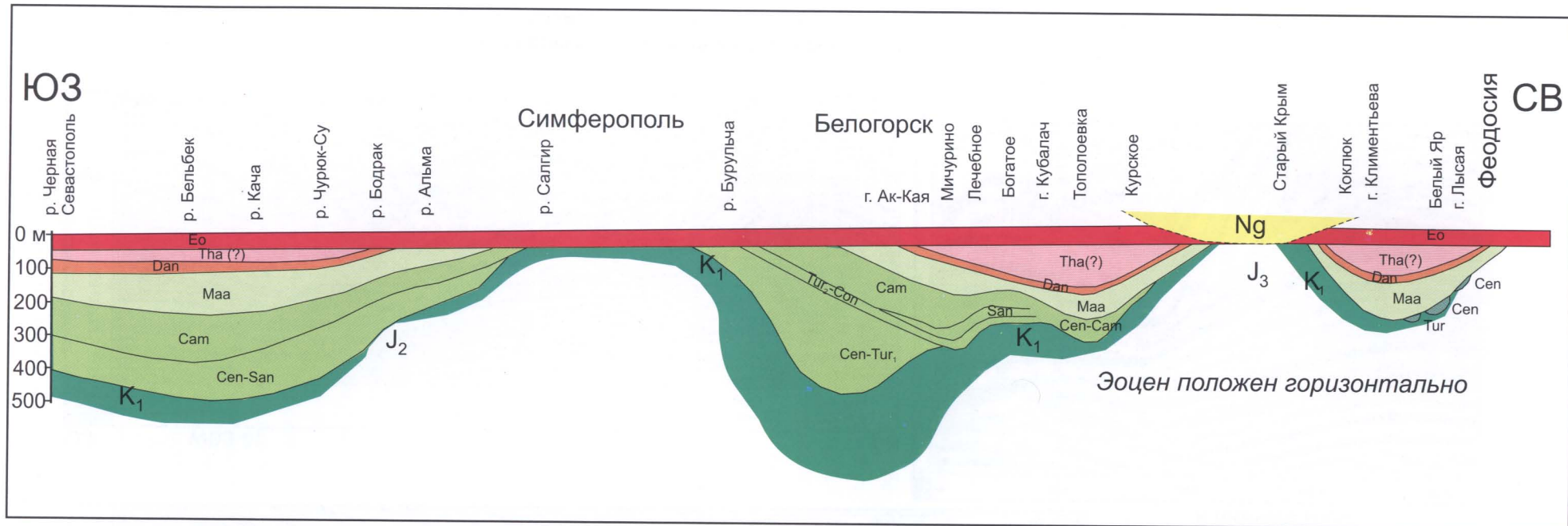


Рис. 3.6. Вид предполагаемой подошвы эоцена на профилях WBS-07 и WBS-34.

Отложения эоцена срезают подстилающие отложения верхнего и нижнего мела на структуре Мария (район северной части вала Шатского)





Субширотный разрез чехла Горного Крыма. Эоцен положен горизонтально. Видно предэоценовое несогласие. Составил А.М. Никишин с использованием данных М.В. Муратова



Вид залегания нуммулитовых известняков эоцена на породах дания и верхнего мела. Гора Ак-Кая, Белогорский район Крыма.

Рис. 3.7. Предэоценовое несогласие в Горном Крыму

характер майкопской седиментации. На ряде майкопских палеосклонов наблюдаются признаки оползания нелитифицированного осадка с хаотическим характером сейсмической записи. Для майкопа основной транспорт осадков (судя по клиноформам) реконструируется с Кавказского региона. В позднем майкопе также имел место транспорт осадков с поднятия Шатского.

### **3.7. Надмайкопский слоистый сейсмокомплекс (сейсмокомплекс 7, СК-7)**

Выше майкопа наблюдается четкослоистая толща, которая местами (на относительных поднятиях) срезает верхи майкопа. Эта первая толща, которая перекрывает Восточно-Черноморский бассейн, поднятие Шатского и Туапсинский бассейн как единую область седиментации. Ее подошва датируется как средний миоцен (тархан-?). Например, в Юго-Западном Крыму основание среднего миоцена с размывом ложится на осадки с возрастом от майкопа до средней юры (рис. 3.8). Из этого региона мы прослеживаем возраст подошвы СК-7. Предположительно СК-7 сложен переслаиванием глин с горизонтами алевролитов и песчаников. Мощность сейсмокомплекса около 50–200 мсек.

### **3.8. Сейсмокомплекс с заполнением каналов (сейсмокомплекс 8, СК-8)**

Выше залегает толща слоистых отложений, в которой наблюдаются осадки заполнения нескольких эрозионных каналов (рис. 3.9). Ширина каналов достигает 10–12 км, мощность осадков их заполнения – до 200–500 м. Каналы имеют сложное строение и могли формироваться не в одну фазу эрозии осадков. В самом сейсмокомплексе имеются зоны с клиноформным строением осадочного чехла. Каналы прорезают отложения майкопа, а местами доходят до эоцена, палеоцена и мела (?). Один из крупнейших каналов поднятия Шатского, установленный нашими исследованиями в районе лицензии НК ЮКОС, на востоке, вероятно, переходит в канал, описанный по сейсмическим данным в южной части Туапсинского прогиба [Горшков и др., 1987].

Вероятно, это единый канал с общей прослеженной длиной на сейсмических профилях порядка 250–300 км (рис. 3.10). Канал подходит к суше примерно напротив р. Бзыбь в Абхазии и «впадает» в Восточно-Черноморский бассейн (мы его назвали канал Бзыбь–Мария, так как на поднятии Шатского он проходит у структуры

Мария). На основе геометрии канала в плане и ряда особенностей сейсмической записи был сделан вывод об изначальном речном образовании долины [Горшков и др., 1987]. Наши данные подтверждают эту гипотезу и значительно увеличивают размеры речной системы. Вероятно, после времени накопления морского сейсмокомплекса 7 была фаза (или до трех фаз) быстрого падения уровня моря на сотни метров и осушения значительных частей поднятия Шатского и Туапсинского бассейна. Река, текшая с растущего орогена Большого Кавказа, прорезала долину глубиной не менее 600–700 м и шириной до 10–12 км. За этим событием новая быстрая морская трансгрессия перекрыла речную систему, и каналы были заполнены осадками и захоронены.

Время формирования эрозионной системы дискуссионное. Вероятно, это было на рубеже сармата и меотиса, а заполнение долин осадками уже произошло в меотисе–понте [Горшков и др., 1987; Щерба и др., 2001]. В то же время И.С. Чумаков [1993] предложил иную возможную хронологию событий. В конце понта в Средиземноморье было событие лаго–маре (озеро–море), в ходе которого в восточной части Средиземного моря образовалось озеро с солоноватой водой. Он считает, что вода быстро перетекла из Черноморского бассейна. В ходе этого события уровень воды в Черном море упал примерно на 1 км и это вызвало проникновение речных систем в более центральные части моря. В киммерии (раннем плиоцене) уровень моря быстро восстановился, и значительные части речных систем были перекрыты морскими осадками. С позиций этой гипотезы, эрозионные каналы формировались в конце понта и заполнены осадками конца понта и, в основном, киммерия. Пока мы обсуждаем разные варианты гипотез и возраста СК-8 (от чокрака до киммерия) и допускаем несколько этапов формирования долин в интервале времени от среднего миоцена до конца понта.

Для датирования возраста эрозионных каналов мы пытались использовать методы секвентной стратиграфии в районах, где видны прислоения сейсмофаций к палеосклонам. Это можно изучать на территории лицензии НК ЮКОС на профилях в районе Северо-Черноморского поднятия. На профилях НК ЮКОС WBS–02 09, NEO–115, NEO–113, NEO–114 и других видна следующая картина. На отложениях майкопа лежит слоистый СК-7 мощностью порядка 50–200 мсек. Примерно в 50–200 мсек выше подошвы этого слоя начинаются уровни врезов. Вре-





Слои 15-16. Известняки-ракушники массивные, неравномерно закарстованные с обилием раковин, более 15 м

Слой 14. Известняки-ракушники с палеокарстовым заполнением, 70 см

Слой 13. Известняки с крупными раковинами с прослоями песчаных известняков, 3 м

Слой 12. Мелкогравийные гравелиты и кварцевые песчаники с детритом раковин, есть косослоистые серии, 10 м

Слой 11. Глинистые породы, 3 м

Слой 10. Известняки массивные, 3 м

Слой 9. Мелкоракучечный детритовый известняк, 2 м

Слой 8. Известняк с галькой подстидающих пород, 50 см

Слой 7. Мелкоракучечный детритовый известняк с галькой, 1 м

Слой 6. Известняковый конгломерат, 60 см

Слой 5. Мелкоракучечный детритовый известняк, 70 см

Слой 4. Водорослевые известняки, 1 м

Слой 3. Устричная банка, 50 см

Слой 1-2. Глина с галькой

Среднеюрская вулканогенно-осадочная толща, деформирована

**Рис. 3.8. Характер подошвы неогена в Юго-Западном Крыму.**

На фото показан общий вид разреза неогена в районе грота Дианы (мыс Фиолент, район Севастополя).

Фото А.М. Никишина



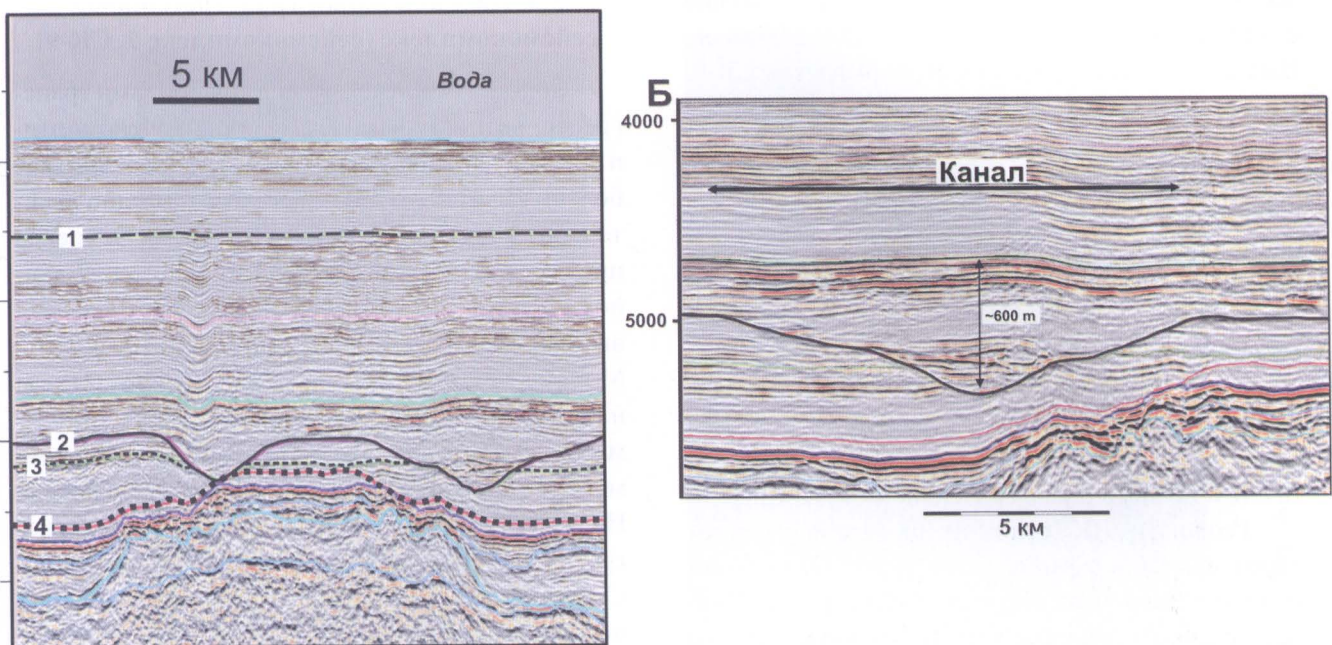


Рис. 3.9. Примеры выраженности эрозионных каналов на сейсмических профилях через структуру Мария (вал Шатского) [Афанасенков и др., 2005а]

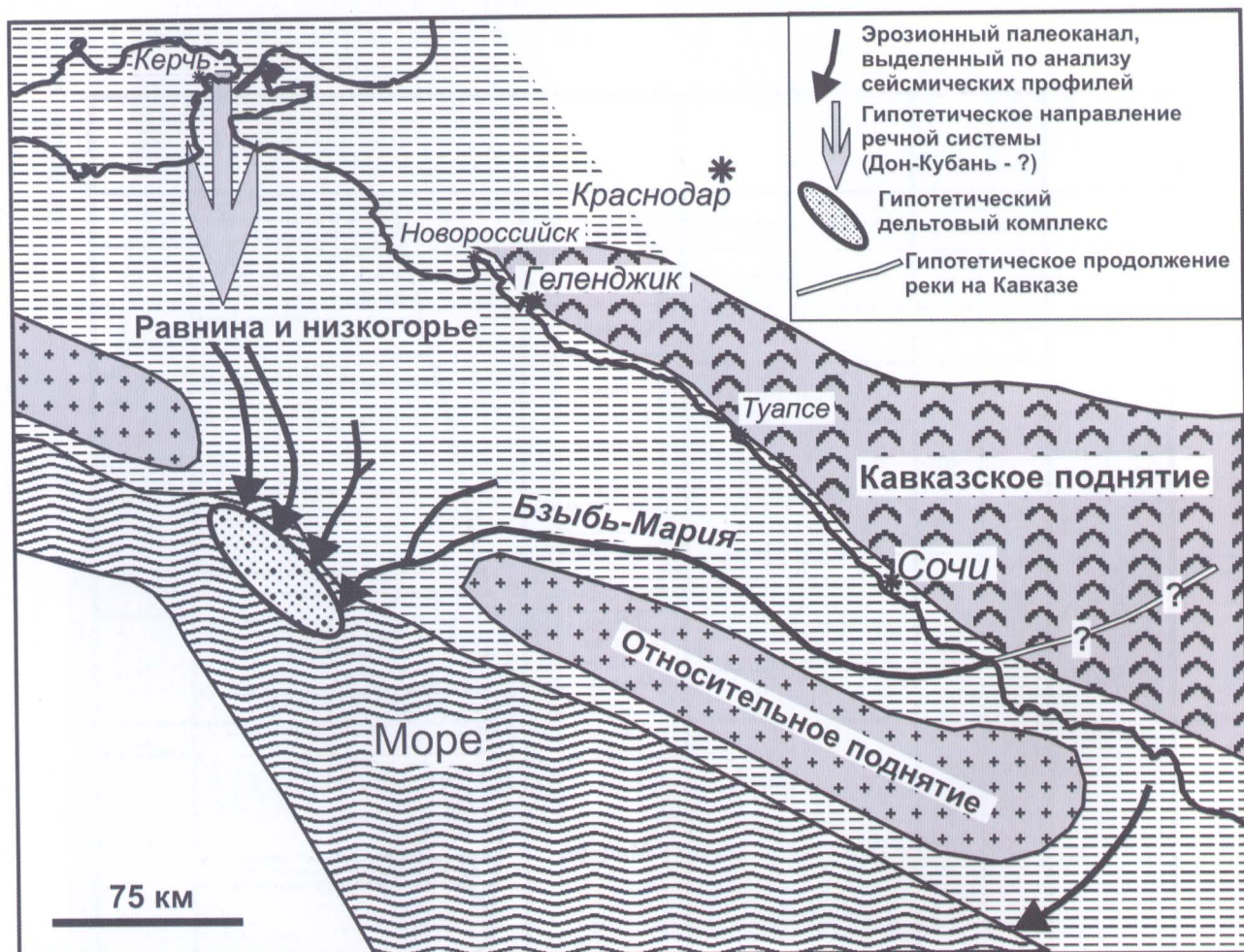


Рис. 3.10. Палеогеографическая схема для эпохи формирования миоценовой речной системы [Афанасенков и др., 2005а]



зы образуют до трех различных линз. Толща с «линзами» имеет мощность до 200–500 мсек. Выше она трансгрессивно перекрывается СК-9. На региональных разрезах видно, что СК-8 и СК-9 образуют единую осадочную линзу, лежащую в 20–200 мсек выше первого надмайкопского слоистого горизонта. Данная «линза» образует единую секвенцию. Мы предполагаем, что СК-7 примерно отвечает тархану. СК-8 с осадочными линзами и клиноформами – примерно чокраку–карагану–конке. А СК-9 как трансгрессивный комплекс можно сопоставлять с ранне-средне-сарматской трансгрессией. Отметим, что нужны дополнительные работы по обоснованию возраста СК-8 по методикам секвентной стратиграфии.

Геологи из НК Тоталь предполагали, что реки образовались в сармате. Этот вывод был сделан на основе гипотезы, что в среднем сармате было максимальное падение уровня Мирового океана в неогене (рис. 3.11).

По своей морфологии эрозионная система района вала Шатского – Туапсинского прогиба сходна с погребенной неогеновой системой Волги в Каспийском море (рис. 3.12).

### 3.9. Надканальный трансгрессивный сейсмокомплекс (сейсмокомплекс 9, СК-9)

Сейсмокомплекс с речными долинами трансгрессивно перекрывается слоистым сейсмокомплексом. Нижняя граница СК-9 перекрывает большую часть долин, а верхняя – предположительно относительно самую молодую. Основная проблема состоит в корреляции положения данного СК-9 на разных профилях, и мы эту задачу выполнили только в предварительном варианте. Мощность СК-9 достигает 200–300 мсек. В нем наблюдается фациальная изменчивость (местами имеются фации с хаотической структурой, местами намечаются клиноформы). На профиле НК ЮКОС WBS–02–09 данный СК имеет трансгрессивный контакт прислонения к палеосклону Северо-Черноморского поднятия. В зонах над позднеюрскими рифами СК-9 иногда утоняется в мощности и имеет эрозионную подошву. В этой работе мы назвали данный сейсмокомплекс – слой X, так как он достаточно четко выделяется, и его возраст является одним из ключевых для понимания неогеновой истории. Учитывая

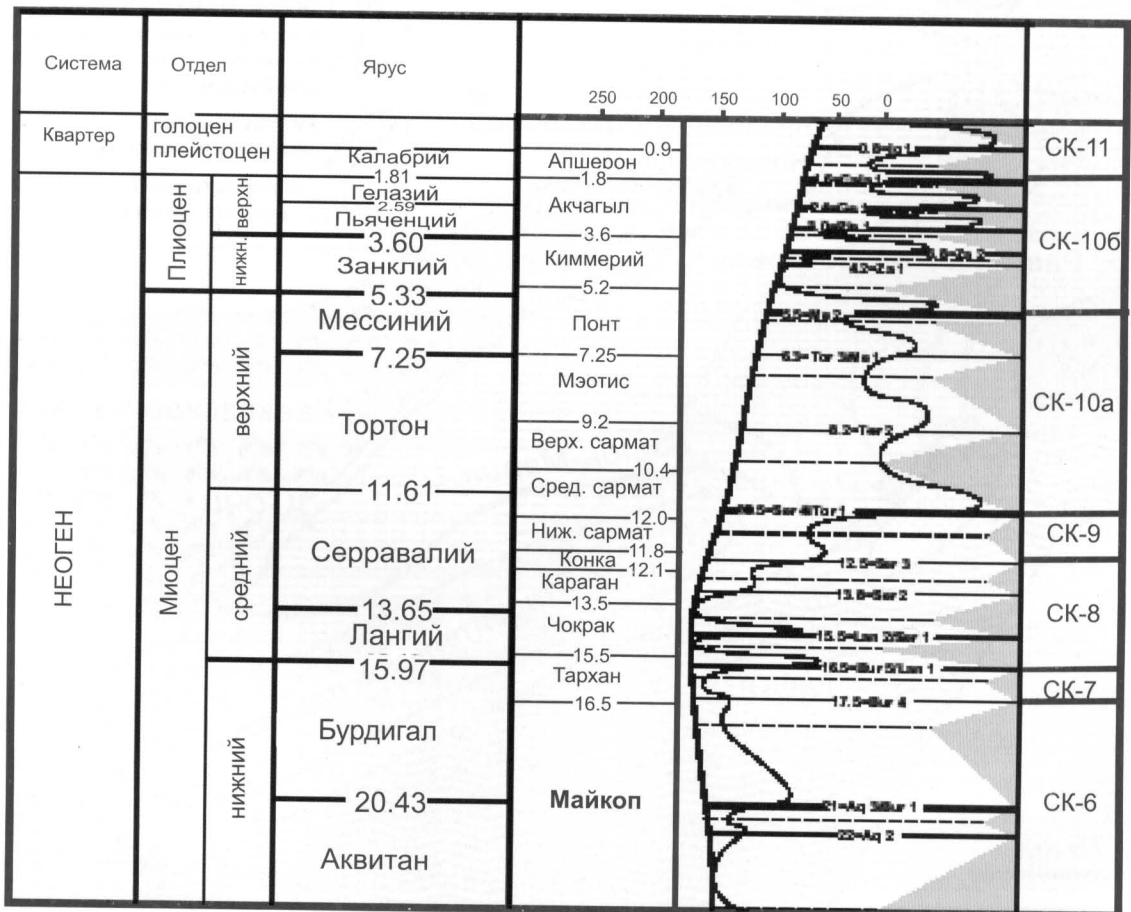


Рис. 3.11. Схема глобальных секвенций неогена и границы сейсмокомплексов Туапсинского прогиба и вала Шатского



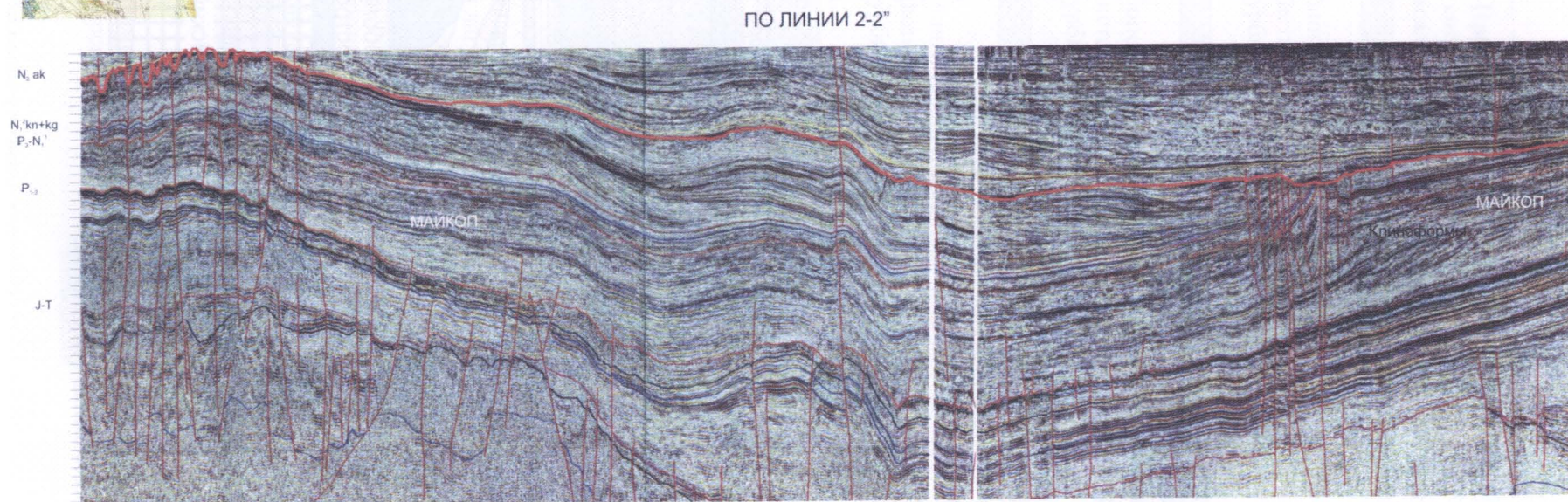
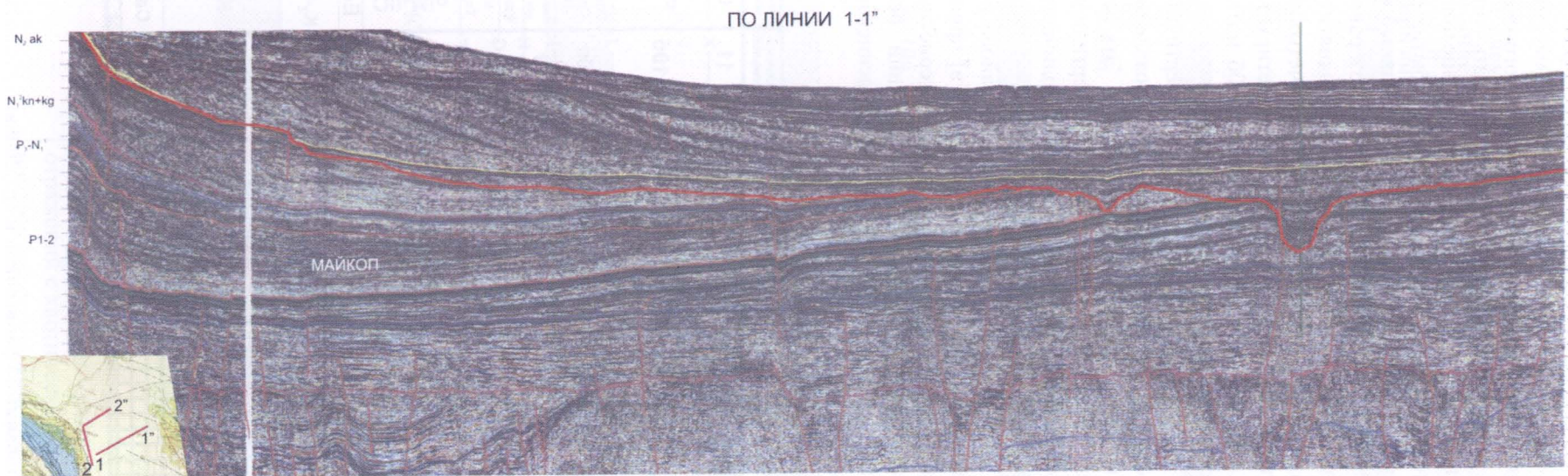


Рис. 3.12. Вид эрозионных врезов Палеоволги на сейсмических профилях [Шарафутдинов, 2003]



трансгрессивный характер СК-9, мы предварительно определяем его возраст как нижний–средний сармат.

### 3.10. Субгоризонтальный комплекс заполнения глубоководной впадины (сейсмокомплексы 10 и 11)

Выше сейсмокомплекса 9 залегает в целом единая толща с субгоризонтальными четкими отражениями. Ее довольно сложно разделить по возрастам. На профиле WBS-02-09 и на композитном профиле Шатский–Очамчири (см. рис. 3.1, 3.2) наблюдается прислонение отложений данной толщи к палеосклону Северо-Черноморского поднятия. Можно выделить минимум три трансгрессивные серии осадков, названных, соответственно, СК-10а, СК-10б и СК-11.

СК-10а в целом образует новый трансгрессивный комплекс с четкой субпараллельной слоистостью. В его подошве намечается эрозионная поверхность с элементами срезания подстилающей толщи. Кровля СК-10а выделяется условно, но к ней приурочено несколько линзообразных нечетко выраженных тел, которые могут предварительно рассматриваться как эрозионные каналы. Выше уровня с гипотетическими канала-

ми начинается более широко распространенный однородный СК-10б. Подошва СК-10а может отвечать уровню крупного предпозднесарматского эвстатического падения уровня Мирового океана. Кровля СК-10а может соответствовать гипотетическому падению уровня моря в конце понта (в том числе и в связи с миссинским событием).

Подошва СК-10б имеет трансгрессивный характер, и слой СК-10б перекрывает почти равномерно нижележащие относительные поднятия и впадины (см. рис. 3.1, 3.2). Слой имеет четкостойкий характер. Подошва слоя интерпретируется как подошва плиоцена. Возраст СК-10б интерпретируется как плиоцен.

Подошва СК-11 как подошва четвертичных отложений проводится условно по появлению пачки слоев с высокими отражениями. Эта пачка слоев может отражать начало четвертичного похолодания и привноса большего количества обломочного материала с соседних гор.

Общая схема сейсмокомплексов района исследований [Афанасенков и др., 2005 в] приведена на рисунке 3.13. Основные характеристики сеймостратиграфических подразделений осадочного чехла вала Шатского – Туапсинского прогиба даны в таблице 3.1.

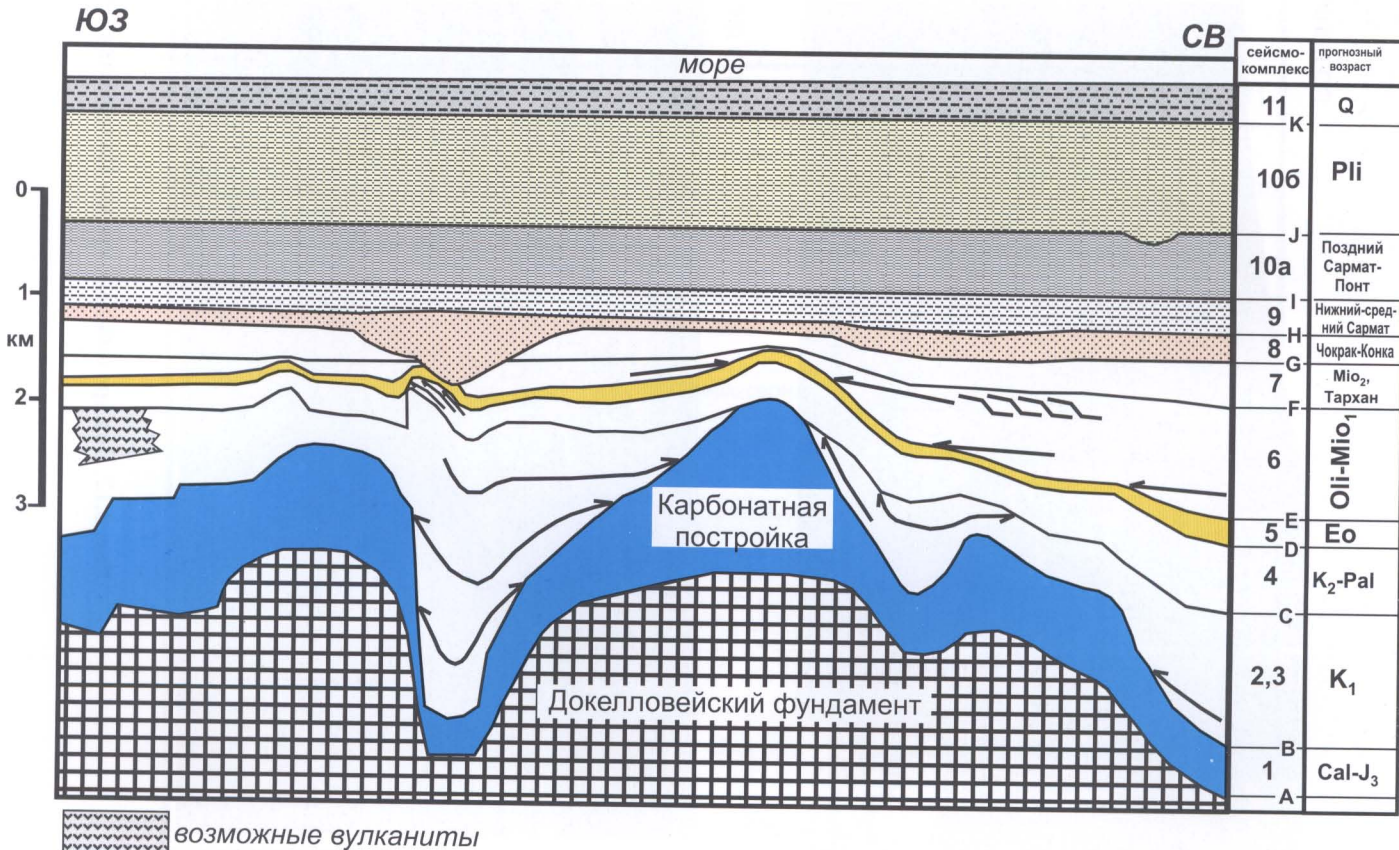


Рис. 3.13. Схема сейсмокомплексов района исследований [Афанасенков и др., 2005в]

Таблица 3.1

Основные характеристики сейсмостратиграфических подразделений осадочного чехла вала Шатского – Туапсинского прогиба

Сеймо-комплексы и горизонты	Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления	Структурное положение	Предполагаемый возраст
<b>Дно</b>				
СК-11	Монотонное чередование протяженных параллельных высокочастотных и высокоамплитудных отражений	Глины, терригенные дистальные турбидиты	Сплошной чехол	Четвертичный
<b>К</b> <b>Нечеткая граница</b>				
СК-106	Монотонное чередование протяженных параллельных высокочастотных и высокоамплитудных отражений	Глины, терригенные дистальные турбидиты		Плиоцен
<b>Ж</b> <b>Нечеткая граница</b>				
СК-10а	Монотонное чередование протяженных параллельных высокочастотных и высокоамплитудных отражений. В нижней части амплитуда уменьшается	Глины, терригенные дистальные турбидиты	Сплошной чехол	Поздний сармат – меотиспонт
<b>И</b> <b>Распознается по смене характера сейсмической записи (уменьшению амплитуды)</b>				
СК-9	Монотонное чередование протяженных параллельных высокочастотных и низкоамплитудных отражений	Глины, песчаники, терригенные дистальные турбидиты	Сплошной чехол	Средний миоцен – ранний-средний сармат
<b>Н</b> <b>Сопоставляется с верхним ярким высокочастотным отражением, под менее яркими отражениями ССК-7, уверенно коррелируется на всех профилях</b>				
СК-8	Субпараллельные и волнистые высокочастотные отражения средней и низкой интенсивности, участки линзовидной структуры волнового поля, клиноформы	Терригенные мелководно-морские и лагунные отложения, обломочные фации заполнения эрозионных каналов, косослоистые фации конусов выноса	Сплошной чехол, заполнение каньонов	Средний миоцен – чокрак-караган-конка
<b>Г</b> <b>Граница, прорезающая субпараллельные отражения и коррелируемая с ней горизонтальная нечетко проявленная граница вне области врезов</b>				
СК-7	Субпараллельные высокочастотные отражения средней и низкой интенсивности, пакеты слабых низкоамплитудных отражений с хаотической внутренней структурой	Терригенные морские отложения	Сплошной чехол, прорезанный каньонами	Средний миоцен, тархан



Сейсмо-комплексы и горизонты	Характер волнового поля	Предполагаемый состав и условия осадконакопления	Структурное положение	Предполагаемый возраст
<b>F</b>	<b>Слабое региональное несогласие</b>			
СК-6	Чередование субпараллельных протяженных отражений с пакетами слабых низкоамплитудных отражений с хаотической внутренней структурой	Морские относительно глубоководные глины, терригенный флиш, склоновые оползневые фации	Неравномерный по мощности осадочный клин	Олигоцен – нижний миоцен (майкоп)
<b>E</b>	<b>Региональное несогласие, локально с подошвенным налеганием</b>			
СК-5	Преобладают протяженные отражения высокой интенсивности	Мергели, известняки	Региональный чехол	Эоцен
<b>D</b>	<b>Региональное несогласие, отчетливо хорошо прослеживающееся высокоамплитудное отражение под слабыми отражениями.</b>			
СК-4	Преобладают протяженные отражения высокой интенсивности	Мергели, известняки	Региональный чехол	Поздний мел, палеоцен
<b>C</b>	<b>Отражение высокой интенсивности, трассируемое как над «впадинами», так и над «поднятиями».</b>			
СК-2, 3	Относительно «прозрачное» волновое поле с отдельными высокочастотными отражениями	Мелководные карбонаты, известняки, мергели	Заполнение межмассивовых депрессий (рифтогенных впадин), платформенный чехол	Ранний мел
<b>B</b>	<b>Выделяется по резкому изменению волновой картины от характерной для СК-1 до характерной для СК-2</b>			
СК-1	Хаотически ориентированные пакеты ярких волнообразных низкочастотных отражений на фоне «прозрачного» волнового поля	Массивные мелководные карбонаты, рифогенные постройки, обломочные шлейфы карбонатов, пелагические карбонаты	Повсеместно в основании «стратифицированного» чехла	Келловей – поздняя юра
<b>A</b>	<b>Прослеживается эпизодически</b>			

## 4. СТРАТИФИКАЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ КОЛЛЕКТОРОВ, ФЛЮИДОУПОРОВ И НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ ЮРСКО–НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Месторождения изучаемого региона сосредоточены только в пределах прилегающей суши и связаны с отложениями верхнего мела – газовая залежь Дообская в Новороссийском синклинии, залежи нефти Чаладиди, Кулевская – в Рионской впадине в Западной Грузии; верхнего миоцена – залежи нефти Супсинская, Натанебская; верхней юры – залежь конденсата Окуми в Западной Грузии. Признаки нефти и газа и небольшие их скопления отмечаются в разрезе юрских, меловых и палеоген–неогеновых отложений в краевых частях бассейна вдоль северо-восточных берегов Черного моря.

### 4.1. Нефтегазопроизводящие комплексы и их характеристика

Нами проанализированы многочисленные опубликованные и фондовые материалы для выявления потенциальных нефтематеринских отложений в пределах Западного Кавказа, Грузии, Понтида (Северная Турция). При этом нами были проведены полевые работы в Южном Крыму, в Грузии, Абхазии, Северной Турции, на Западном Кавказе. Для пород российского Западного Кавказа и Абхазии были проведены специальные геохимические исследования 144 образцов (определения содержания органического углерода –  $S_{орг}$  (ТОС), исследования методом Rock-Eval ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $T_{max}$ ,  $HI$ )). В основном проводилось изучение отложений юры–мела, в меньшей мере – палеоцена, эоцена и олигоцена. Хроностратиграфические схемы для отложений юры и мела с показом основных нефтематеринских пород (знак НМП на рисунках) были показаны на рисунках 2.20–2.23. Основные характеристики сейсмостратиграфических подразделений осадочного чехла приведены в таблице 3.1.

Первый осадочный комплекс – отложения нижней–средней юры (от синемюра до бата). Отложения этого возраста были исследованы на северном склоне Кавказа (палеошельфовая зона), в осевой зоне Большого Кавказа (зона глубоководного палеотрога) и на южном склоне Большого Кавказа (палеошельфовая зона). В этом осадочном комплексе преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты. На шельфовых зонах доминируют шельфовые осадки, а в глубоководной зоне – глубоководные аргиллиты и турбидиты. Для байоса «Южного» шельфа типичны вулканиты.

Аргиллиты этого комплекса составляют не менее половины разреза. Содержание  $S_{орг}$  в аргиллитах, по результатам наших работ, составляет в среднем 0,5–1%. Относительно наиболее насыщены органикой отложения тоара–аалена, которые в литературе часто называются «черносланцевой формацией». Сходные значения указаны и в сводках, сделанных в «Кавказгеолсъемка» (Ессентуки). Битуминологические исследования на южном склоне Северо-Западного Кавказа (Адлерский район) показывают, что аргиллиты нижней юры и аалена характеризуются высокой равномерно распределенной битуминозностью. Содержание  $S_{орг}$  1,8–3,46%. Количество рассеянных битуминозных веществ в породах изменяется от 0,08 до 0,24%. Битуминозные вещества, присутствующие в глинах, имеют асфальтеново-смолистый, реже средний состав. В песчано-алевритовых породах битумы представлены осмоленными, реже – маслянистыми разностями.

Второй осадочный комплекс – келловей – верхняя юра. Отложения этого возраста были исследованы в тех же зонах, что и комплекс нижней–средней юры. Келловей – верхняя юра образованы в основном карбонатами; в зоне осевого трога большую роль играют обломочные породы. Все карбонаты имеют низкие значения  $S_{орг}$  (менее 0,1%). Аргиллиты и алевролиты в области «северного» и «южного» шельфов составляют менее 10% разреза, и содержание в них  $S_{орг}$  по нашим данным и сводкам разных авторов, не превышает 0,2–0,3%.

Третий осадочный комплекс – неоком (берриас, валанжин, готерив, баррем нижнего мела). Отложения этого комплекса также выделяются в трех зонах: зона «северного» шельфа, зона осевого трога Большого Кавказа и зона «южного» шельфа. В северной зоне преобладают терригенные шельфовые осадки, в осевой зоне – обломочные турбидиты с горизонтами алевролитов, в южной зоне – массивные шельфовые карбонаты. Карбонаты «южного» шельфа имеют низкие содержания  $S_{орг}$  (менее 0,1%), аргиллиты «северного» шельфа также имеют низкие содержания  $S_{орг}$  (менее 0,2–0,3%). В толще турбидитов осевой зоны отдельные горизонты аргиллитов содержат до 0,4%  $S_{орг}$ .

Четвертый осадочный комплекс – апт-альб. Он также выделяется в трех вышеописанных



зонах. Для осевой зоны Большого Кавказа типичны аргиллиты этого возраста. В альбских аргиллитах содержание  $S_{орг}$  достигает 1–1,7% (районы Новороссийска–Геленджика), а средние значения составляют около 0,5–1%. В целом, аргиллиты альба являются потенциально нефтематеринскими отложениями и их мощности оцениваются в сотни метров. Апт–альбские отложения «северного» и «южного» склонов также имеют относительно повышенные содержания  $S_{орг}$  (до 1–1,5%). Содержание битумов в глинах апт–альба составляет в среднем 0,04%. В скв. 1 Дообской площади  $A_{хл} = 0,06–0,08\%$ ; битумы, как правило, осмоленные, содержат асфальтенов 7,6, масел 33,5 и смол 58,9%. Отношение С/Н, равное 6,5, отвечает нефтяному битуму и свидетельствует о высокой восстановленности осадка. В некоторых разрезах (скв. Дообская 1, р. Шапсухо и др.) в алевролитах отмечаются более высокие концентрации рассеянных битумов (соответственно 0,08 и 0,06%). По составу битум алевролитов более легкий, маслянистый.

Пятый осадочный комплекс – сеноман. Этот комплекс также распространен в трех вышеописанных зонах. По составу это пестрые отложения: карбонаты, кремнистые осадки, вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Содержание в них  $S_{орг}$  не превышает 0,5%. Но в верхах сеномана на границе с туроном имеется узкий стратиграфический уровень, в пределах которого выделяется 2–5 прослоев мощностью по 5–20 мм черных сланцев, в которых среднее содержание  $S_{орг}$  составляет 10%. Эти отложения изучены нами в осевой зоне Большого Кавказа в районах Лазаревского, Геленджика и Новороссийска. Данные черные сланцы являются классическими нефтематеринскими отложениями.

Шестой осадочный комплекс – верхний мел – палеоцен – средний эоцен. Для этого комплекса также выделяется три зоны: «северный» шельф, осевая зона Большого Кавказа (широко известная как флишевая зона) и «южный» шельф. Для данного комплекса типичны карбонаты, при этом доминируют мелоподобные известняки. Комплекс в целом имеет низкие значения  $S_{орг}$  (в целом, менее 0,2–0,3%). Относительно большим потенциалом  $S_{орг}$  характеризуются горизонты аргиллитов в турбидитовых толщах палеоцена и эоцена (до 0,5–1%).

Седьмой осадочный комплекс – поздний эоцен (бартон и приабон). Для этого комплекса также выделяется три зоны: «северный» шельф, осевая зона Большого Кавказа и «южный»

шельф. Для шельфовых зон наиболее типичны толщи мергелей разной глинистости. Для осевой зоны Большого Кавказа характерны турбидиты с горизонтами аргиллитов. Шельфовые отложения северной зоны бартонского яруса (кумская свита и ее аналоги) обладают регионально повышенным содержанием органического вещества (до 2–3%  $S_{орг}$ ) в области от Крыма до Дагестана. Это одна из основных нефтематеринских толщ Предкавказского региона. Отложения позднего эоцена в осевом трое Большого Кавказа также относительно обогащены органическим веществом (ОВ). В толще турбидитов, по нашим данным, фоновые осадки аргиллитов содержат до 1–1,5%  $S_{орг}$ . В толще турбидитов, навагинской свиты (вероятно поздний бартон) имеется не менее 5–7 прослоев черных сланцев толщиной по 5–15 мм с региональной выдержанностью и содержанием  $S_{орг}$  7–10%. Данные прослои являются классическими нефтематеринскими отложениями. Повышенное содержание органического вещества в позднеэоценовых осадках и в шельфовых и глубоководных отложениях указывает на общий высокий нефтематеринский потенциал отложений верхнего эоцена и особенно бартона.

Восьмой осадочный комплекс – олигоцен – нижний миоцен (майкоп). Майкоп в целом образует синорогенный осадочный чехол с различными обстановками осадконакопления – от аллювиальных комплексов до отложений обломочных турбидитов и глубоководных глин. На фоне многофациальности отложений майкопа в них в целом доминируют глины. Для всех изученных глинистых толщ майкопа характерно повышенное содержание органического вещества со средними значениями  $S_{орг}$  1–3%. В майкопское время в пределах Западной Грузии на продолжении поднятия Шатского геохимические условия формирования пород были различными. Так, на площади Очамчиры в отложениях нижнего майкопа геохимические обстановки диагенеза глинисто-карбонатных осадков были восстановительными и резко восстановительными. Это способствовало захоронению в породах достаточного количества органического вещества (2,7%) и его высокой битуминизации ( $A_{хл} = 0,11\%$ ). Содержание сингенетичных битумов в балансе ОВ также высокое (7%), но степень его восстановленности составляет примерно 50%, что заметно по групповому составу битума (содержание масляной фракции 27%, асфальтенов – 15%, смол – 42%). С увеличением мощностей отложений на запад, к зоне континентального

шельфа и глубоководной впадины геохимические показатели нефтегазоматеринских свойств значительно улучшаются и возможна реализация их нефтегазоносного потенциала.

Девятый осадочный комплекс – неоген–квартер. Он образует молассовый комплекс с преобладанием глин и песчаников. Отдельные толщи глин обладают повышенным содержанием органического вещества.

В целом, для региона Западного Кавказа, который непосредственно примыкает к району лицензии, можно выделить следующие нефтематеринские толщи:

- Аргиллиты нижней–средней юры (особенно тоара–аалена); мощности толщ оцениваются в сотни метров и более, средние содержания  $S_{орг}$  составляют около 1%, стадия катагенеза – высокая.
- Аргиллиты апта–альба; мощности толщ оцениваются в сотни метров и более, средние содержания  $S_{орг}$  составляют около 1%.
- Тонкие прослои высокоуглеродистых черных сланцев в верхах сеномана.
- Горизонты аргиллитов в отложениях неокома.
- Глинистые мергели позднего эоцена шельфовых комплексов (особенно бартона) и разновозрастные прослои высокоуглеродистых осадков в толщах турбидитов.
- Глины майкопских отложений.

## 4.2. Нефтепроявления в толщах юры–олигоцена

В отложениях нижней–средней юры имеются многочисленные конкреции сидеритов с пленками углеводородов на их поверхностях (полевые наблюдения). Это свидетельствует, скорее всего, о миграции углеводородов внутри этих отложений и их нефтематеринском потенциале.

Отложения верхней юры часто не содержат признаков наличия углеводородов, что свидетельствует о том, что изначально они имели малое содержание ОВ. Но для верхнеюрских карбонатов Абхазии (район Гагр и долин рек Бзыбь и Гега) и района Сочи (данные по скважинам) типичны битуминозные коричневатые и темные известняки. Часто такие известняки образуют отдельные прослои. Полевые наблюдения показывают, что битуминозные известняки секутся жилами с кальцитом нескольких генераций. Значит, битуминозность является относительно ранним событием, и она формировалась до тектонических деформаций, но после образования самих пород. В Абхазии в таких известняках верхней юры и в сходных отложениях неокома обнаружены твердые углеводороды. Они заполняют отдельные пустотки, трещины и стилолитовые швы (рис. 4.1). Все это указывает на относительно позднее (альпийское) заполнение жидкими углеводородами толщ известняков верхней юры–



Рис. 4.1. Битуминозные известняки с включениями твердых углеводородов (Абхазия, район Гагр).

Фото А.М. Никишина и С.Н. Болотова





**Рис. 4.2. Твердые углеводороды на трещинах в песчаниках олигоцена в районе Адлера–Красной Поляны (Западный Кавказ).**

Фото А.М. Никишина и С.Н. Болотова

неокома. Значит изначально эти известняки обладали повышенной пористостью. Эти поры во многих зонах затем были заполнены углеводородами во время битуминизации пород. На стадии альпийских деформаций образовывались трещины и зоны растворения, которые затем были заполнены новой порцией углеводородов.

Флишевые отложения майкопа зоны Туапсинского бассейна на суше (Сочи – Адлерская депрессия, р. Мзымта) представлены толщей

глин с горизонтами турбидитовых песчаников и алевролитов. В отдельных приразломных зонах в песчаниках трещины заполнены полужидкими углеводородами (рис. 4.2). Трещины между собой субпараллельны и образуют единую систему. Жидкие углеводороды мигрировали по трещинам последними, после фазы деформаций. Сами песчаники углеводородами не насыщены, что свидетельствует о трещинном характере коллекторов.

Наши полевые наблюдения показывают, что верхнеюрские известняки изначально могли обладать высокой пористостью и эти поры могли заполняться углеводородами. Но процессы перекристаллизации резко сократили возможность насыщения пород углеводородами; только процессы трещинообразования и образования пустот растворения могли создавать пространство для углеводородов.

### 4.3. Характеристика резервуаров

Изучением потенциальных резервуаров в Кавказском регионе занимались многие исследователи, и они хорошо изучены. Рассмотрим потенциальные резервуары в порядке их возраста.

**Карбонаты верхней юры.** Отложения верхней юры, вероятно, образуют карбонатные постройки и карбонатную платформу. Мы изучали сходные породы в Крыму, на российском Западном Кавказе, в Абхазии, в Грузии и в пределах

Восточных и Центральных Понтид Турции. Изучение карбонатных отложений показало зависимость эффективной пористости от литологического типа пород. В целом, для российской части Западного Кавказа значение пористости (согласно единичным замерам в последние годы) в известняках составляет 4–8%, в известняках Абхазии – около 7%, в известняках Крыма – 0,5–4%.

Эффективная пористость органогенно-оолитовых и оолитовых известняков, образование которых связано с мелководно-шельфовыми частями бассейна, в несколько раз меньше, чем пористость кристаллических разностей. В то же время процессы эрозии, вызывающие активную перекристаллизацию и выщелачивание известняков в пределах поднятий, способствуют улучшению коллекторских свойств органогенных разностей за счет трещиноватости и кавернозности. В карбонатных породах комплекса наиболее распространена пористость, связанная с вторичными процессами. С одной стороны, она обусловлена развитием тектонической трещиноватости, а с другой – процессами доломитизации, выщелачивания и растворения известняков. Процессы вторичной доломитизации, широко распространенные в карбонатных образованиях, приводят к развитию как вторичной – межгранулярной, так и трещинной пористости. Действию этих процессов наиболее подвержены органогенные и органогенно-обломочные известняки.

Наиболее вероятно, что в районе поднятия Шатского и Туапсинского бассейна известняки слагают рифы и шельфовые карбонатные платформы. Эти породы, судя по обнажениям в Крыму, Западном Кавказе и в Северной Турции, претерпели перекристаллизацию, и вероятность сохранения первичной пористости низкая. Поэтому коллекторский потенциал в этом случае может быть связан с трещиноватостью и возможностью формирования карста. Трещиноватость типична для отложений верхней юры. Наши полевые работы в Южном Крыму и на Западном Кавказе показали наличие палеокарста в известняках. Диаметры палеокарстовых пустот достигали нескольких метров, но часто это первые сантиметры. Обычно палеокарстовые пустоты заполнены более поздним дочетвертичным материалом (карбонатами и известковистыми глинами) (рис. 4.3). Возраст заполнения палеокарстовых пустот четко не определен, но имеются и незаполненные палеокарстовые зоны. Карбонаты верхней юры района поднятия Шатского – Туапсинского бассейна могли осушаться в

мелу, в это время могли происходить карстовые процессы. Перед средним эоценом и перед майкопом эти позднюрские карбонатные массивы, уже перекрытые чехлом более молодых осадков, также могли образовывать небольшие острова. В породах верхней юры могли формироваться тектонические трещины – как минимум в ходе трех фаз тектонического сжатия: предсреднеэоценовой, олигоценовой и неогеновой (рис. 4.4). Это сжатие породило вертикальные движения с амплитудами в сотни метров, поэтому величина напряжений могла быть достаточной для трещинообразования. Образование трещин растяжения могло происходить в альбе синхронно с началом рифтового раскрытия Восточно-Черноморского бассейна. Вероятная толщина наиболее хорошего коллектора составляет порядка 100–200 м. На верхнеюрской толще карбонатов залегают отложения нижнего мела. На сейсмических профилях они заметно отличаются от нижележащих отложений. Предположительно это мергели с низкой трещиноватостью, которые могут рассматриваться как хорошая покрывка.

**Биокластические шельфовые известняки палеоцена.** Биокластические известняки, образованные за счет дробления скелетов организмов, в региональном плане типичны для палеоцена. Они имеют относительно повышенную изначальную пористость и могут рассматриваться как коллекторы. Существует вероятность наличия в районе поднятия Шатского – Туапсинского бассейна палеоценовых биокластических известняков мощностью 20–40 м, так как они широко распространены в Крыму, Понтидах и в районе Западного Кавказа. Такого рода отложения часто фациально изменчивы. Единичные данные по пористости аналогичных отложений в Крыму и на Одесском шельфе указывают на её значения порядка 7–20%. Судя по региональным данным, потенциальные коллекторские свойства биокластических известняков в районе поднятия Шатского – Туапсинского бассейна относительно низкие.

**Нуммулитовые известняки среднего эоцена.** В Крыму и в некоторых районах Абхазии, Грузии и Северной Турции отложения среднего эоцена образуют нуммулитовые банки мощностью до 50 м (рис. 4.5). Такого типа банки образуются на относительных поднятиях в зонах не глубже 50 м. Они подвержены сильному влиянию штормов. Эти известняки, согласно нашим анализам, обладают высокой пористостью (до 20–35%, см. рис. 4.5, 4.6) и проницаемостью. Они являются





Северный склон Западного Кавказа. Палеокарстовые пустоты, заполненные более молодыми отложениями



Крым, Мраморный карьер, заполнение палеокарста по трещине



Крым, Мраморный карьер, заполнение палеокарста по трещиноватой зоне



Северная Турция, Понтиды. Палеокарст по трещинам и зонам брекчирования

Рис. 4.3. Формы палеокарста, заполненные более молодыми глинисто-карбонатными отложениями.  
Фото А.М. Никишина





**Рис. 4.4. Трещиноватость в верхнеюрских известняках (Крым, Мраморный карьер).**

Фото А.М. Никишина

одними из лучших коллекторов. Над массивами позднеюрских предполагаемых рифовых построек в среднем эоцене палеогеографические условия могли соответствовать условиям формирования нуммулитовой банки диаметром более 10 км и толщиной до 50 м. Эта гипотеза проверялась компанией Тоталь при помощи анализа сейсмической записи разреза предполагаемого среднего эоцена на структуре Мария, который показал высокую вероятность данной гипотезы. В структурном плане породы среднего эоцена над позднеюрскими гипотетическими рифами образуют куполообразные тела, которые могут рассматриваться как хорошие ловушки.

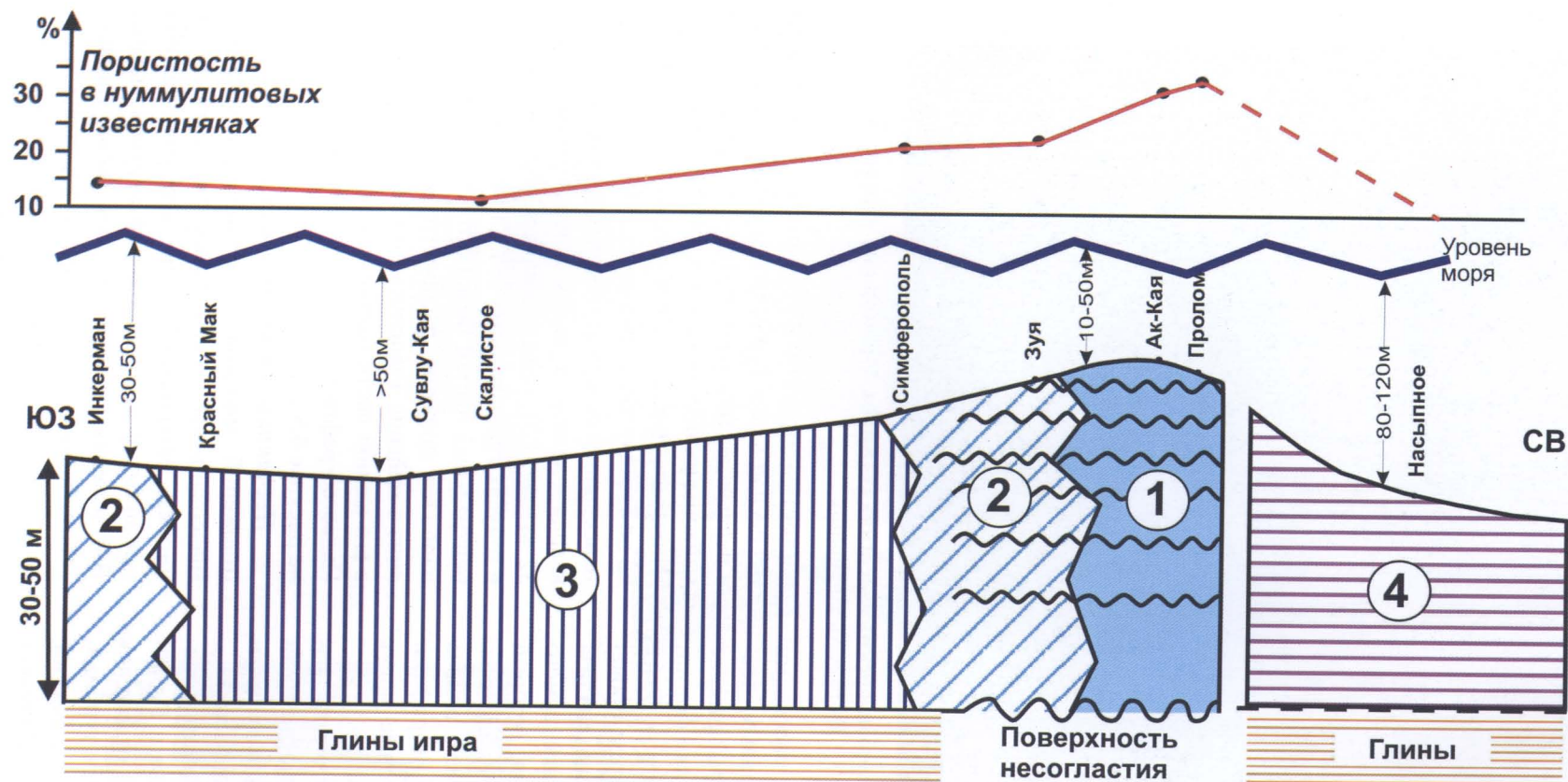
Над гипотетическими нуммулитовыми известняками предположительно залегают мергели и известковистые глины позднего эоцена, которые рассматриваются как хорошая покрывка.

**Песчаники майкопа.** В отложениях олигоцена бассейнов Туапсинского, Сорокина и Гурийского предположительно существуют отложения турбидитов с телами песчаников. Эти турбидиты обнажены на суше в Адлерской депрессии, и там в них имеются крупные тела песчаников с высоким содержанием кварца и с высокой по-

ристостью. Вероятные максимальные мощности тел песчаников в Туапсинском бассейне оценены в первые десятки метров. Нами изучался состав майкопских песчаников в Адлерской депрессии. В низах олигоцена (мацестинская свита) песчаники по составу часто мусорные. В хостинской свите песчаники содержат максимальное количество кварца и являются наиболее пористыми (до 20–32%) (рис. 4.7). Тела песчаников образуют линзы в конусах турбидитовых тел. Снос осадков шел с центральных частей Большого Кавказа, поэтому наиболее широкое распространение песчаных линз в майкопе Туапсинского бассейна вероятно в его южной части напротив Сочи–Лазаревской. Палеогеография майкопского времени приведена на рисунке 4.8.

**Песчаники миоцена в палеоканалах.** Для отложений миоцена характерны палеоканалы (палеоканьоны), заполненные песчаным и глинистым материалом. Также вероятно наличие связанных с ними отложений конусов выноса. В отложениях миоцена данных типов, согласно сейсмическим данным, вполне вероятны линзы песчаников толщиной в десятки метров. Этот терригенный коллектор мог быть резервуаром





Фации нуммулитовой банки:

- ①** Центр нуммулитовой банки
- ②** Склон нуммулитовой банки и другие мелководные обстановки
- ③** Локальная впадина

- ④** Шельфовые обстановки с терригенным сносом
- Поверхности твердого дна

К центральной части банки приурочены известняки с максимальной пористостью

Рис. 4.5 Схема строения и формирования нуммулитовой банки ипра-лютеция (?) Южного Крыма [Копаевич и др., 2007]





**Рис. 4.6.** Нуммулитовые известняки в Белогорском районе в Горном Крыму.  
Известняки имеют пористость 25–35%. Фото А.М. Никишина



для углеводородов. Коллекторские свойства песчаников могут быть определены на основе анализа источников сноса и степени их сортировки во время перемещения от источников эрозии. Песчаники формировались при эрозии Большого Кавказа. Это следует из анализа ориентировки палеоканьонов по сейсмическим данным. В данном случае состав должен быть кварцево-полимиктовым. Миоценовые песчаники образуют, вероятно, отдельные тела, оконтуренные более глинистым материалом с высоким содержанием органического вещества. Эти тела песчаников, перекрытые глинистыми толщами, являются потенциально хорошими ловушками.

**Песчаники миоценового чехла.** Нижняя часть неогенового надмайкопского чехла (СК-7 – СК-10а) сложена серией пород, которые, согласно нашему анализу, формировались на шельфовых глубинах с возможными фазами осушения

и перехода, таким образом, в прибрежные аллювиальные равнины. В этой части чехла могут быть горизонты песчаников с хорошими коллекторскими свойствами. Транспорт осадков шел в основном с Большого Кавказа, поэтому можно ожидать наличия песчаников с высоким содержанием кварца.

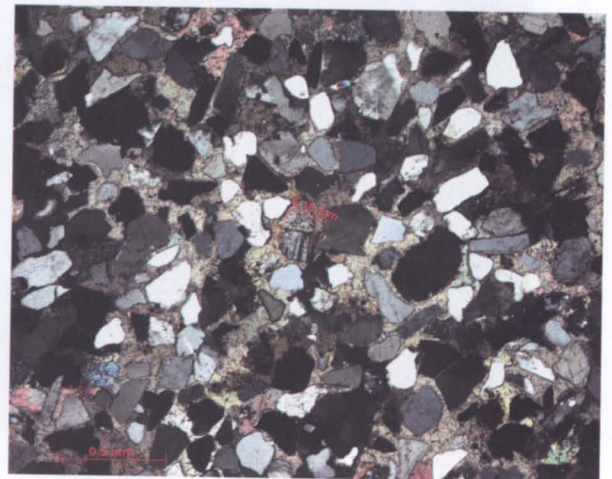
**Песчаники плиоцен-четвертичного чехла.** В толще плиоцена и квартера, по сейсмическим данным, наблюдаются маломощные горизонты песчаников и алевролитов. Они залегают в толще глин. Эти прослои обломочных пород могут быть резервуарами для скоплений газа, однако с учетом их субгоризонтального залегания образования в них крупных залежей не ожидается. Важное предполагаемое отличие плиоценовых и четвертичных отложений от миоценовых состоит в том, что последние формировались на небольших (шельфовых) глубинах, а плиоценовая и четвер-



Текстуры турбидитов в майкопских песчаниках, Адлерская депрессия



Вид толщи майкопских песчаников, Адлерская депрессия



Вид шлифа майкопских песчаников. Кварцевые зерна составляют обычно 30-70% породы

**Рис. 4.7. Майкопские песчаники в районе Адлера.**

Фото А.М. Никишина



тичная седиментация проходили на дне бассейна глубиной 1–2 км. Это отличие можно интерпретировать так, что в плиоцене у подножья склона глубокого бассейна могли формироваться линзы песчаников в турбидитовых телах. Но какими-либо конкретными данными мы не располагаем.

**Мезозойские песчаники.** Вероятность наличия горизонтов песчаников в отложениях верхней юры, неокома, апта–альба и сеномана низкая. В лучшем случае это могут быть тонкие прослои с низкими коллекторскими свойствами.

**Вулканиды средней юры.** В вулканитах средней юры, которые залегают под келловейско–верхнеюрскими известняками, возможна трещиноватость. Они могут рассматриваться как коллекторы трещинного типа, но вероятный их потенциал как резервуаров низкий.

Таким образом, резервуарами с наибольшим потенциалом нефтегазоносности являются:

- карбонаты верхней юры,
- карбонаты (нуммулитовые известняки) среднего эоцена,
- линзы песчаников в турбидитовых конусах выноса олигоцена,
- тела песчаников на разных уровнях в неогене.

#### 4.4. Характеристика покровышек

В районе поднятия Шатского – Туапсинского бассейна потенциально нефтегазоносные известняки верхней юры частично перекрываются карбонатами нижнего мела и регионально – карбонатами верхнего мела. Карбонаты верхнего мела

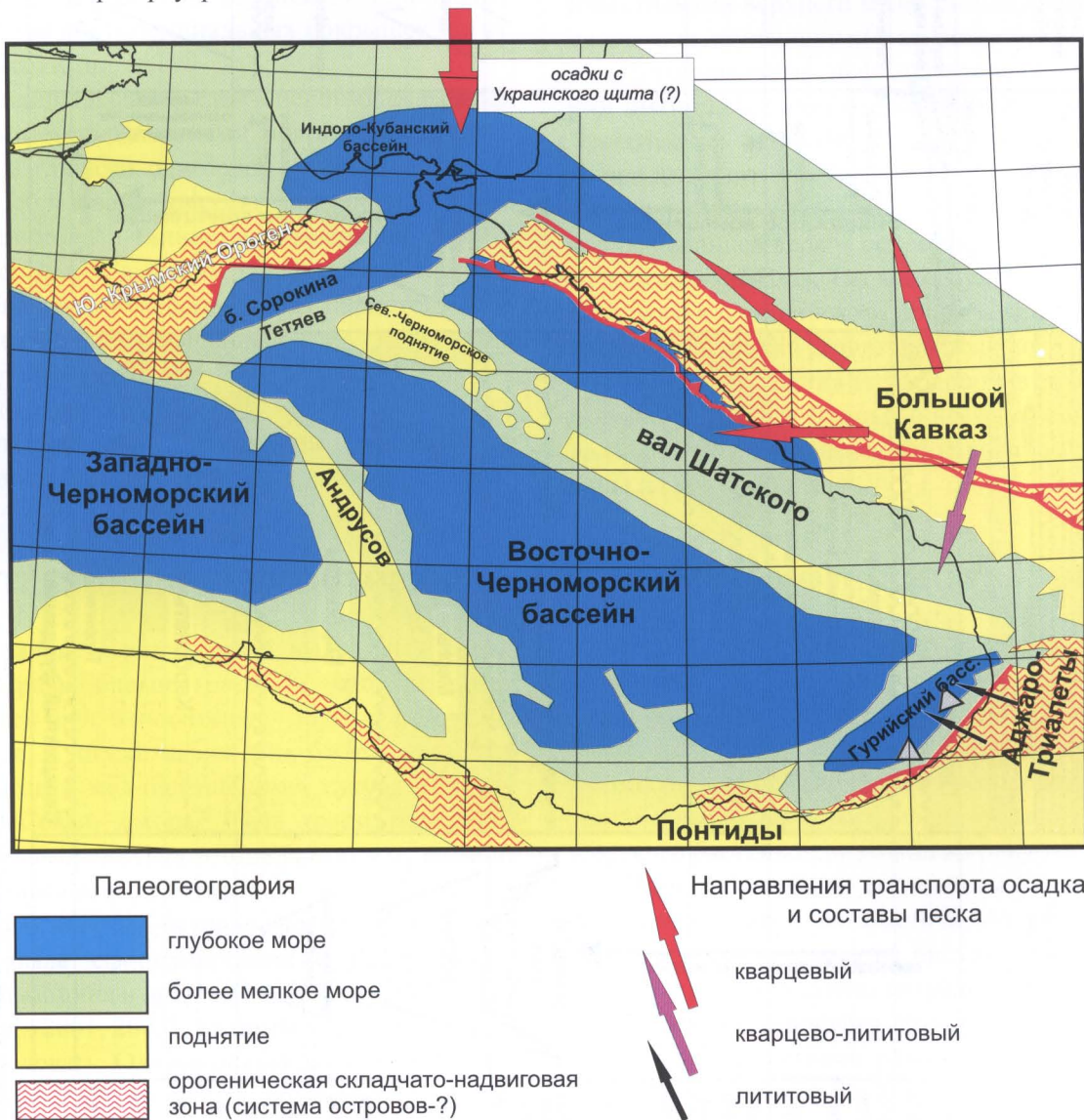
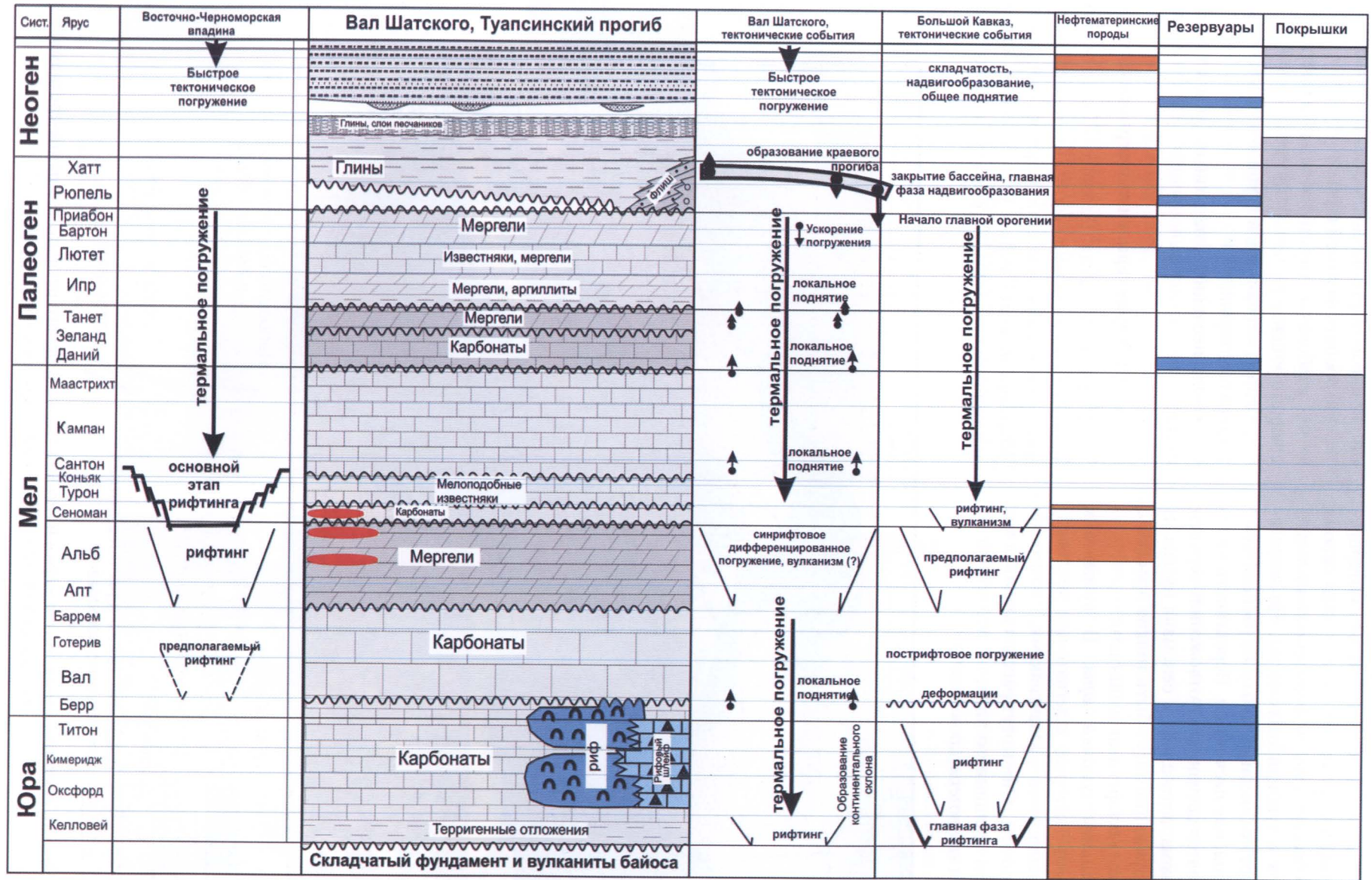


Рис. 4.8. Модель тектоники и палеогеографии Восточно-Черноморского региона для ранне-среднемайкопского времени (без палеотектонических реконструкций).

Составил А.М. Никишин





 Возможные вулканисты

Рис. 4.9. Схема нефтяной системы района вала Шатского – Туапсинского прогиба

(по крайней мере, начиная с турона) повсеместно представлены малопористыми мелоподобными известняками с хорошими свойствами в качестве покрышек. На поднятии Шатского и в Туапсинском бассейне верхний мел является региональной покрышкой. Вероятность того, что хорошей покрышкой являются отложения нижнего мела, строго не оценивается. Основные аргументы в пользу того, что этот комплекс является хорошей покрышкой, исходят из анализа сейсмических профилей, данные анализа которых показали, что многочисленные небольшие разломы рассекают тела предполагаемых позднеюрских карбонатных построек, но эти разломы быстро затухают, входя в отложения нижнего мела. Отсюда делается вывод, что породы нижнего мела более пластичны, чем породы верхней юры, а значит их свойства как потенциальных покрышек могут быть высокими.

Потенциальный среднеэоценовый резервуар перекрывается глинистыми мергелями верхнего эоцена и глинами олигоцена. Породы верхнего эоцена образованы смесью частиц планктона, нанопланктона и глинистых минералов. Такого типа породы, с высоким содержанием глинистого вещества, обладают низкой пористостью и являются хорошей покрышкой.

Хорошей региональной покрышкой являются майкопские глины.

Потенциальные резервуары миоценовых палеоканалов перекрыты мощными горизонта-

ми пород с преобладанием глин, то есть определенно хорошими покрышками. Неогеновые тела песчаников залегают в глинистых отложениях, являющихся, по всей видимости, хорошими покрышками. О деталях строения районов этих песчаных линз пока говорить трудно.

#### 4.5. Перспективы нефтегазоносности разреза

Верхняя часть толщи карбонатов верхней юры, гипотетические нуммулитовые известняки среднего эоцена, турбидитовые конусы майкопа и неогена и миоценовые палеоканалы могут рассматриваться как потенциальные резервуары для углеводородов [Афанасенков, Никишин, 2004; Афанасенков и др., 2005 в]. Они удачно переслаиваются с низкопроницаемыми мелоподобными известняками верхнего мела, глинами майкопа и неогена, выступающими в качестве покрышек.

Потенциальные нефтематеринские отложения имеются на самом поднятии Шатского и в Туапсинском прогибе. Предположительно это толщи аргиллитов нижней–средней юры, возможные аргиллиты апта–альба, возможные прослой черных сланцев верхов сеномана, толщи верхнего эоцена и майкопа. Так как структуры поднятия Шатского и Туапсинского прогиба несколько наклонены в сторону структуры Большого Кавказа, то возможна миграция углеводородов со стороны Большого Кавказа. Данные о нефтяных системах вала Шатского и Туапсинского прогиба суммированы на рисунке 4.9.

## 5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

В районе Черного моря выделяется серия литосферных блоков (рис. 5.1), которые перемещались друг относительно друга в мезозое и кайнозое. К югу от серии этих блоков проходит офиолитовая мел-палеоэоценовая сутура Измир–Анкара–Севан, которая была краем Европейского палеоконтинента и отделяла его от сложно устроенного океана Тетис.

Геологическая история Черноморского региона была сформулирована в серии работ А.М. Никишина и др. [1997 а, б, 2001, 2005; Niki-shin et al., 2001, 2003], которым мы и будем, в целом, следовать. Однако новые данные, частично изложенные в этой работе, позволяют уточнить многие детали.

На фоне краткого текстового изложения истории формирования Восточно-Черноморского региона мы приводим серию палеотекто-

нических карт (рис. 5.2–5.8) и реконструкций (рис. 5.9–5.10). Все эти реконструкции составлены по данным «континентальной» геологии с максимально возможным учетом нашего анализа региональных сейсмических профилей для Черного моря. Общая история формирования Черноморского бассейна приведена на рисунке 5.11.

Нами также были составлены 8 палеогеографических карт для Восточно-Черноморского региона. Они показаны на рисунках 5.12–5.20 и отражают региональную ситуацию.

Ниже мы приводим уточненный сценарий геологической истории района поднятия Шатского и Туапсинского бассейна.

1. Перед келловейским временем в Крымско-Кавказско-Северотурецком регионе завершились орогенические деформации, и поднятия Андрусова и Шатского, Дзирульский массив и другие



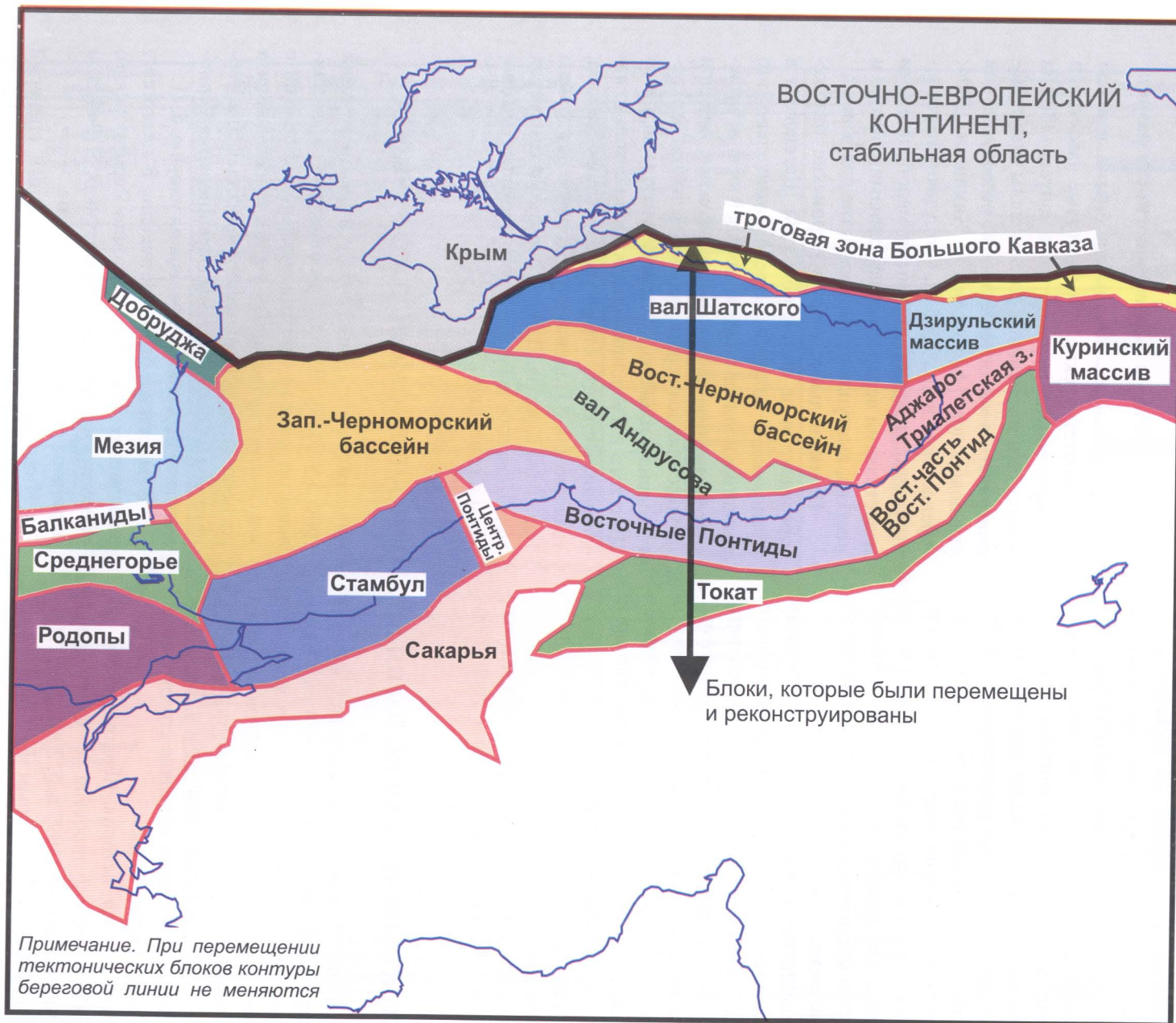


Рис. 5.1. Основные литосферные блоки Черноморского региона.

Составил А.М. Никишин

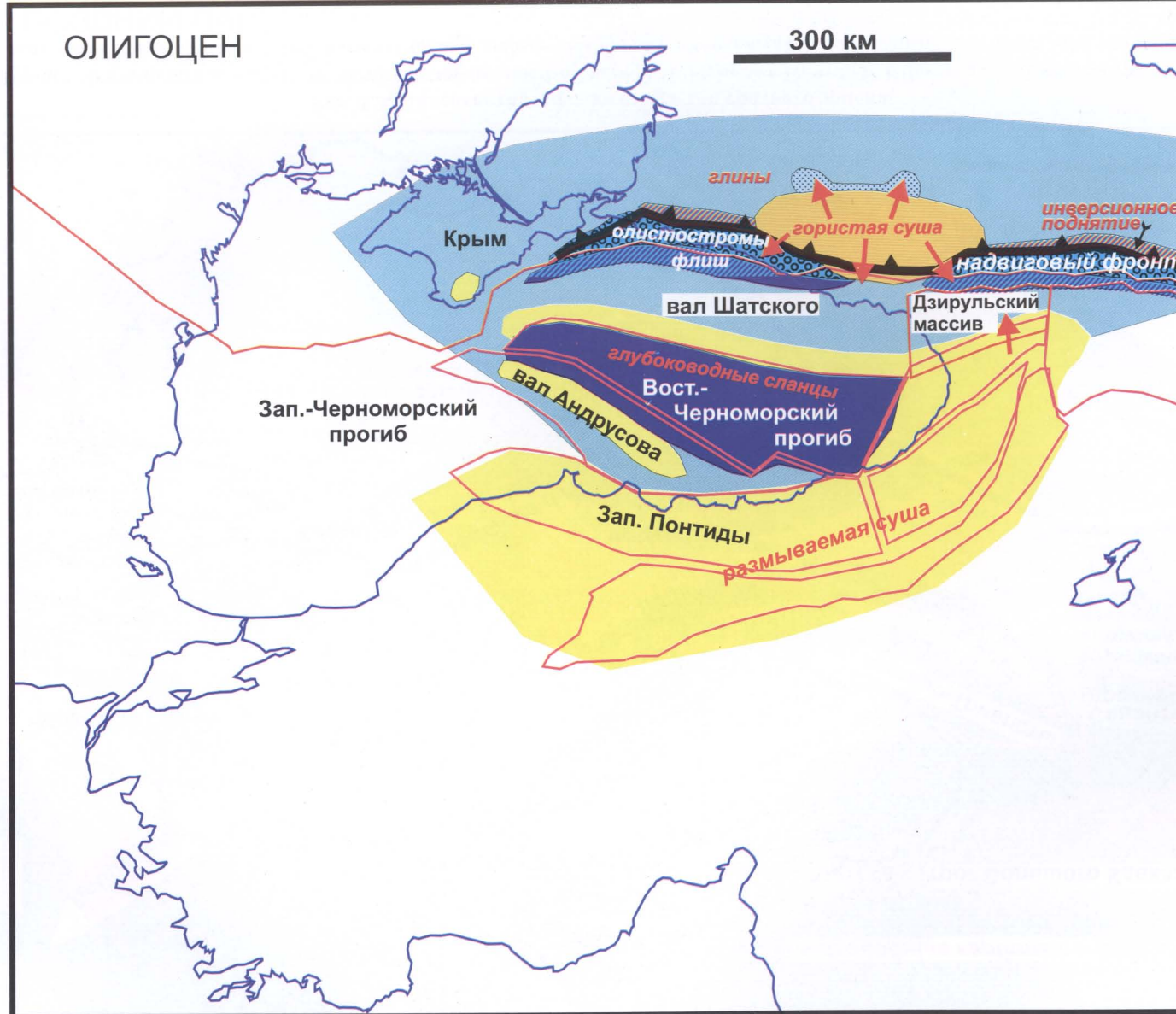


Рис. 5.2. Палеотектоническая схема для олигоцена.

Начало горообразования на Большом Кавказе, эрозия его центральной части. Туапсинский бассейн испытал быстрое флексурное погружение и стал флишевым бассейном. Вал Шатского испытал синкомпрессионные деформации и флексурный изгиб, при этом его край был относительно приподнят.

Составил А.М. Никишин.



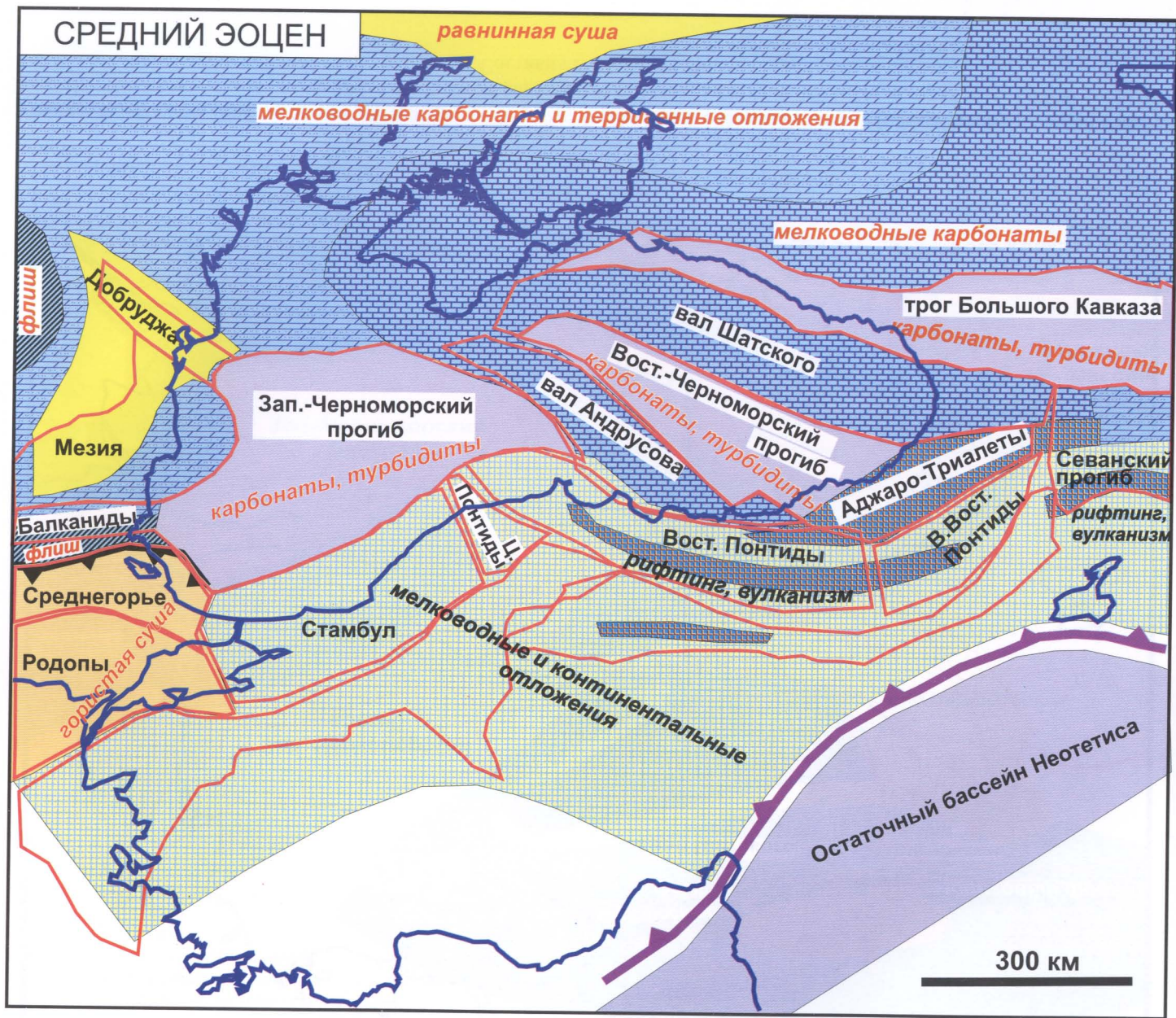


Рис. 5.3. Палеотектоническая схема для среднего эоцена.

Коллапс орогена в Турции. Формирование рифтовой системы с крупномасштабным вулканизмом в Понтидах и Закавказье. Широкая трансгрессия в области Черного моря. Формирование карбонатного чехла в шельфовых бассейнах (включая вал Шатского). Составил А.М. Никишин



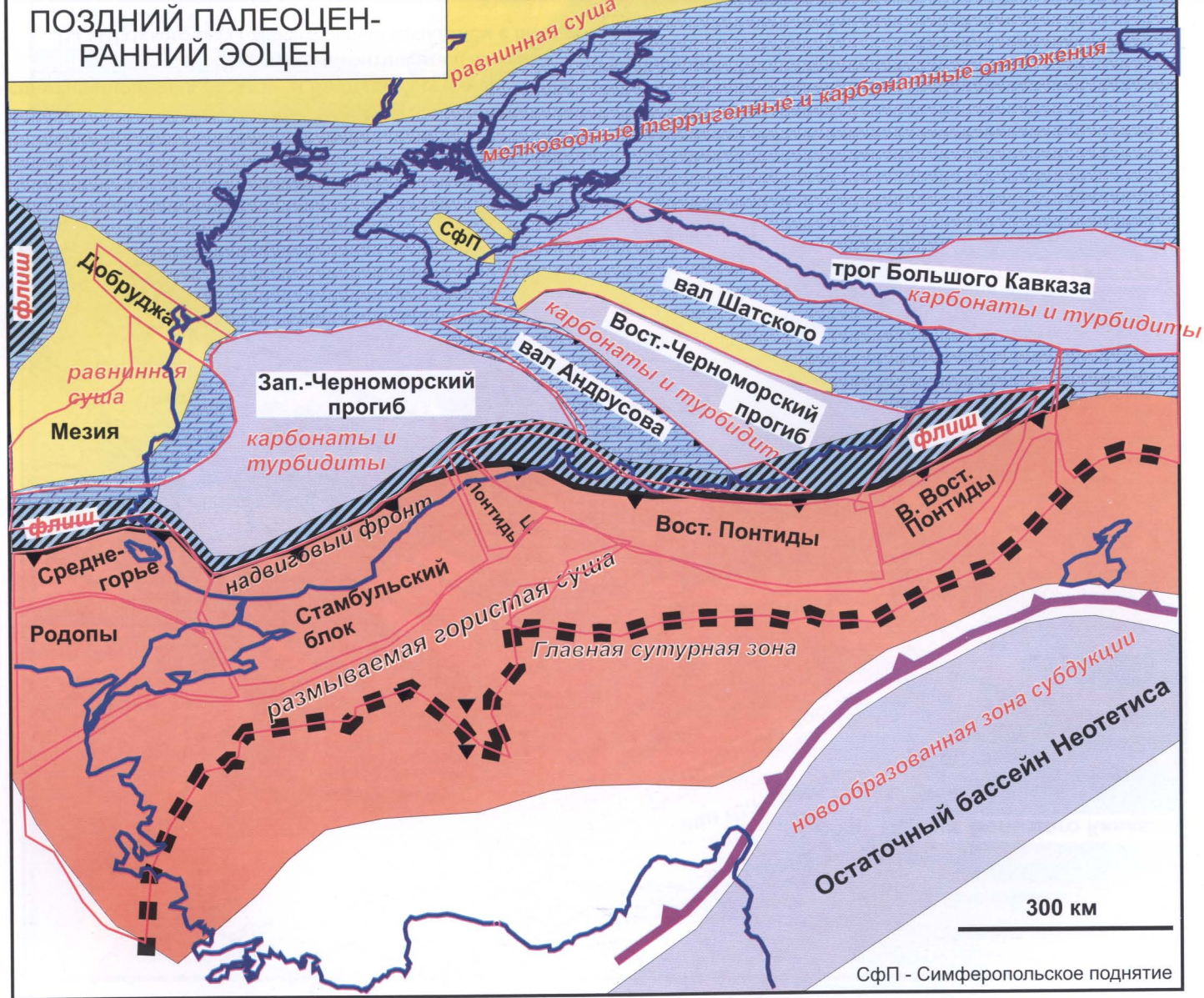


Рис. 5.4. Палеотектоническая схема для позднего палеоцена – раннего эоцена.

Максимум орогении в Турции. Дифференцированные вертикальные движения в пределах Крыма, вала Шатского и других областей. Формирование шельфовых отложений в районах относительных поднятий. Составил А.М. Никишин







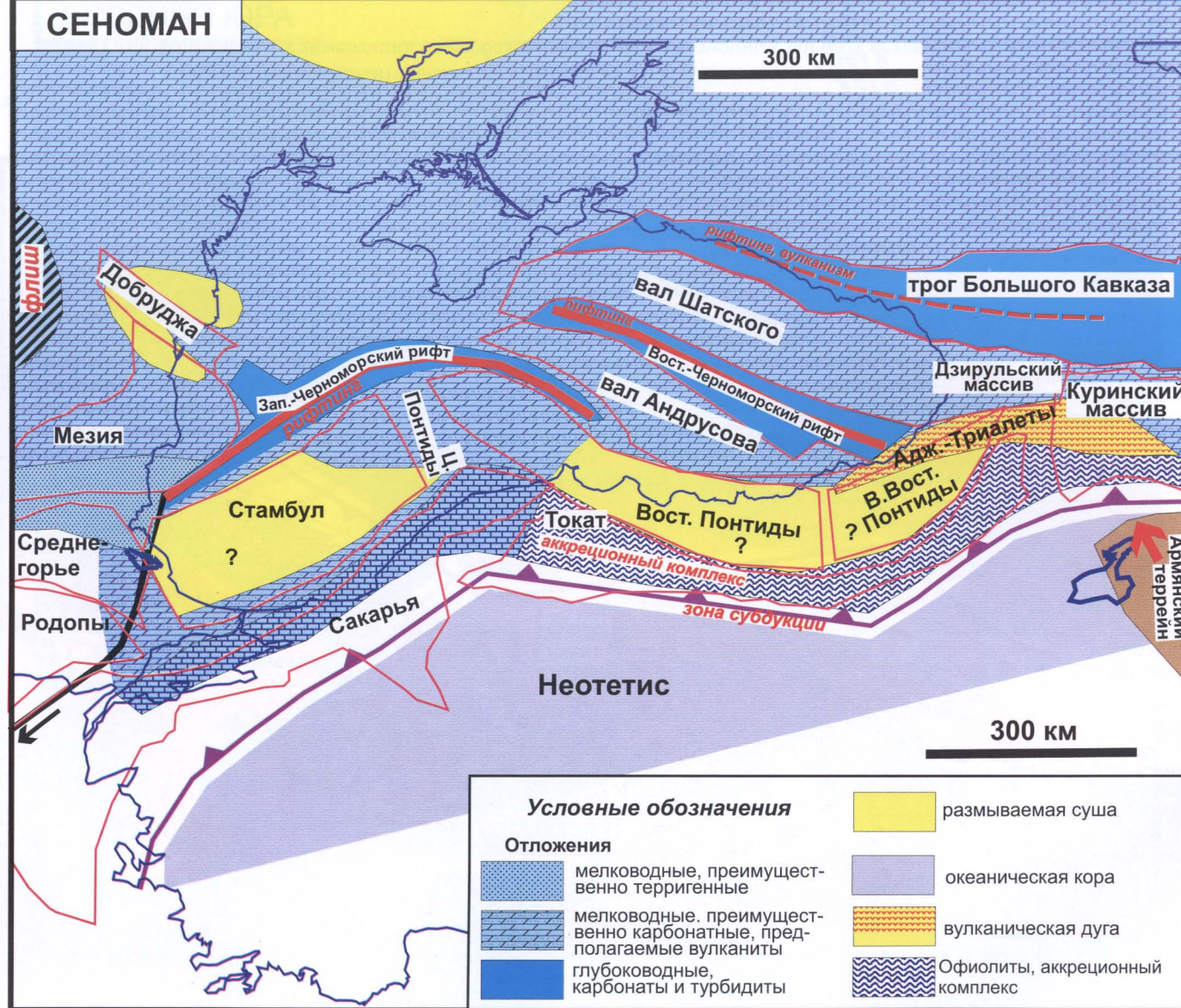


Рис. 5.6. Палеотектоническая схема для сеномана.

Начало сфокусированного рифтинга в Западно- и Восточно-Черноморском бассейнах в задуговой обстановке. Рифтовая активизация трога Большого Кавказа. Широкая эпиконтинентальная морская трансгрессия с накоплением карбонатного чехла с большим фациальным разнообразием. Вал Шатского был относительным поднятием с шельфовой седиментацией. Составил А.М. Никишин



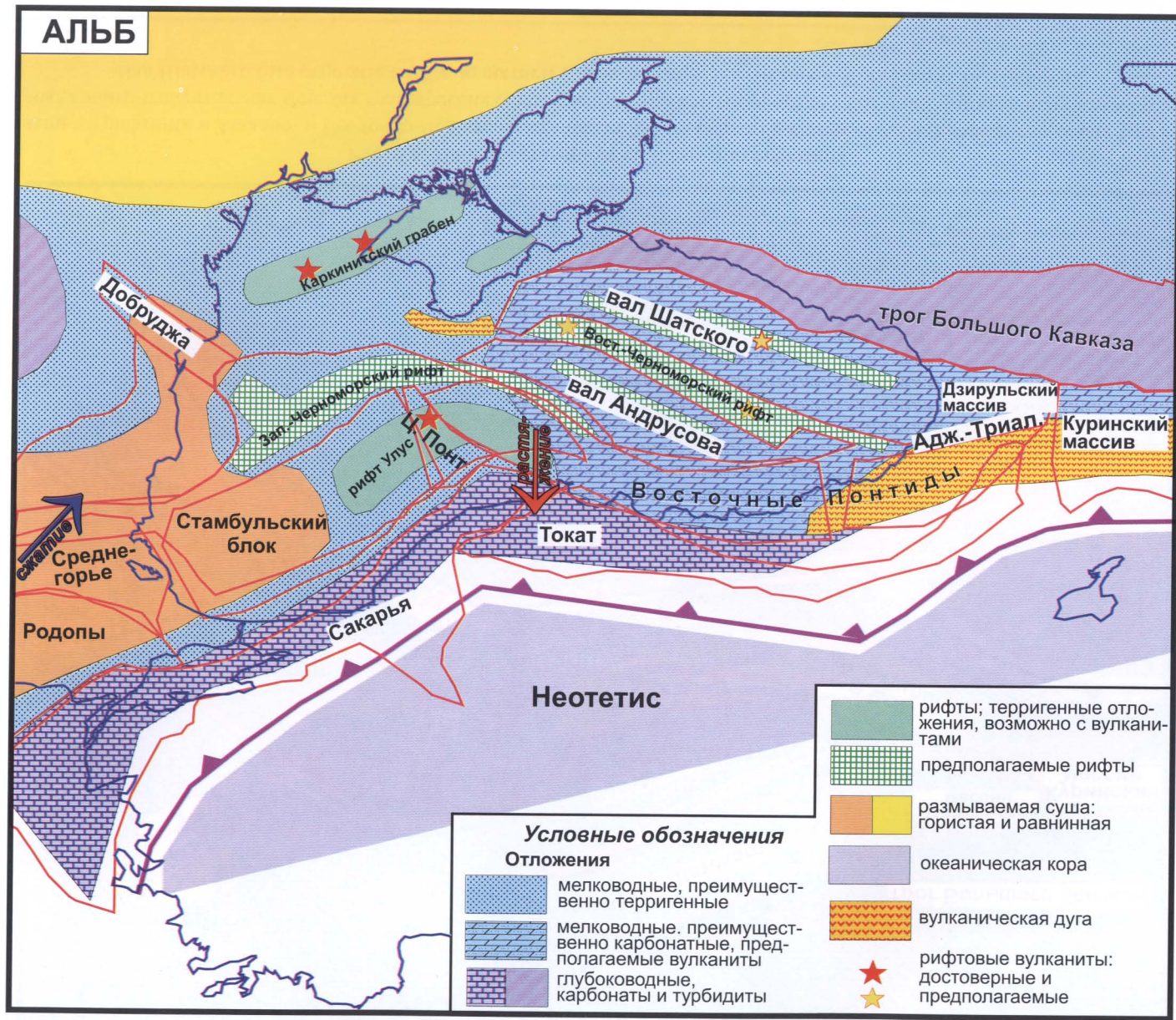


Рис. 5.7. Палеотектоническая схема для альба.

Фаза континентального задугового рифтинга в Черноморском регионе. Обособление вала Шатского. Субдукционный вулканизм в Закавказье и Понтидах. Широкая эпиконтинентальная трансгрессия на фоне локальных вертикальных движений. Разнофациальная седиментация с преобладанием глин и обломочных пород. Составил А.М. Никишин



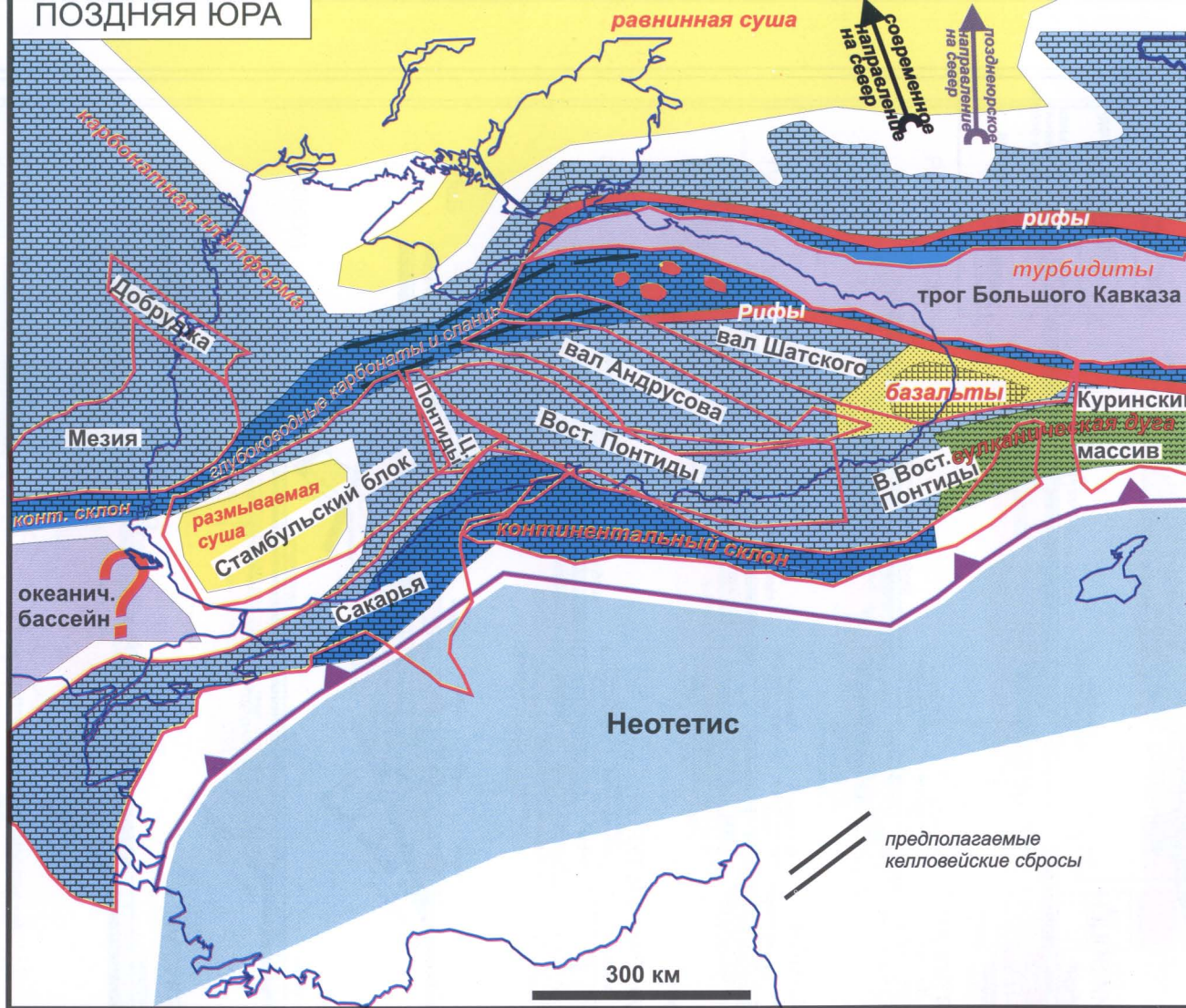


Рис. 5.8. Палеотектоническая схема для поздней юры.

Фаза задугового рифтинга в трогте Большого Кавказа с формированием глубоководного бассейна. К северу и югу от этого бассейна шло формирование рифовых поясов. Широкая трансгрессия в задуговой тектонической обстановке с преобладанием накопления карбонатов. Дифференциация вала Шатского на три района: северная часть испытала относительно небольшое погружение, на фоне которого формировались отдельные рифы; средняя часть стала мелководной карбонатной платформой; южная – область с пестроцветным континентальным и морским осадконакоплением, осадждением эвапоритов и задуговым базальтовым вулканизмом. Составил А.М. Никишин

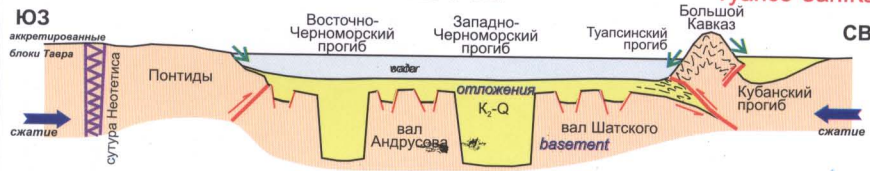


**ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ  
(схематические разрезы)**

**В. Понтиды**

**КВАРТЕР**

**Туапсе-Зап.Кавказ**



**ОЛИГОЦЕН**



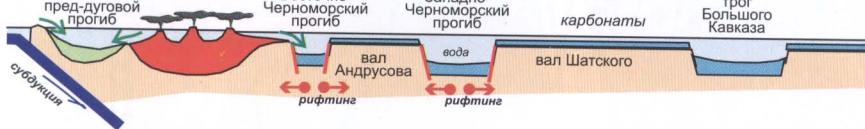
**СРЕДНИЙ ЭОЦЕН**



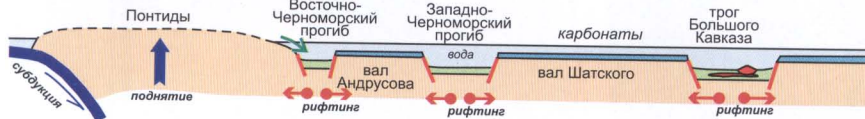
**РАННИЙ ЭОЦЕН**



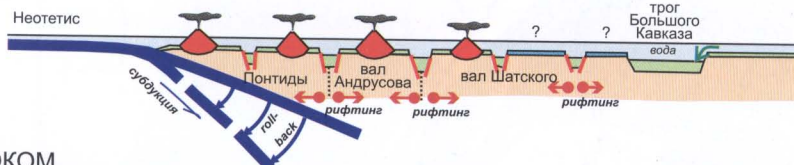
**ТУРОН-КАМПАН**



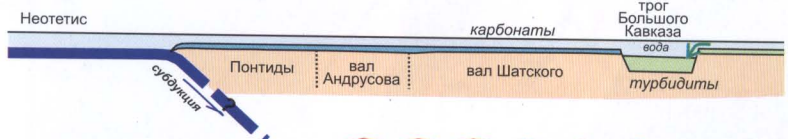
**СЕНОМАН-РАННИЙ ТУРОН**



**АЛЬБ**



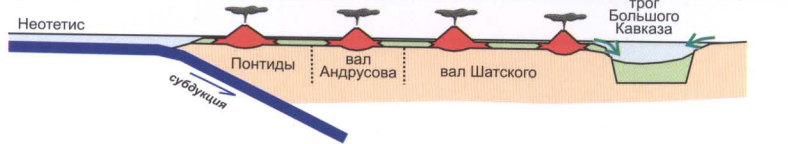
**НЕОКОМ**



**ПОЗДНЯЯ ЮРА**



**БАЙОС**



**УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ**

- преимущественно терригенные отложения
- преимущественно карбонатные отложения и рифовые известняки
- преимущественно вулканиты
- направления сноса
- активные складчатые пояса
- континентальная кора и отложения предыдущих этапов
- океаническая кора

**Рис. 5.9. Серия тектонических реконструкций для Восточно-Черноморского региона по линии Восточные Понтиды – Туапсе.**

Составил А.М. Никишин

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ  
(принципиальные схематические разрезы)

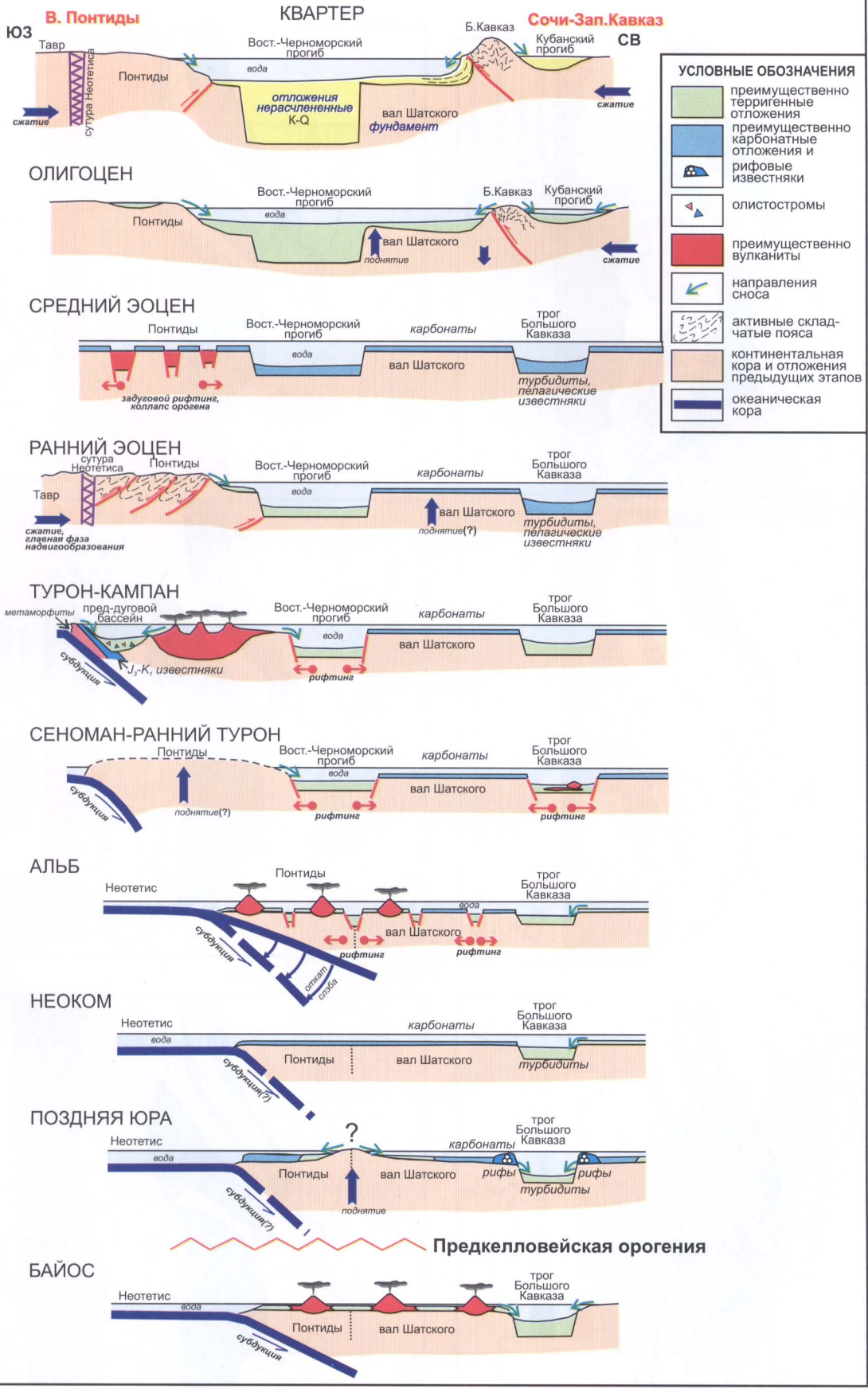


Рис. 5.10. Серия тектонических реконструкций для Восточно-Черноморского региона по линии Восточные Понтиды – Сочи.

Составил А.М. Никишин



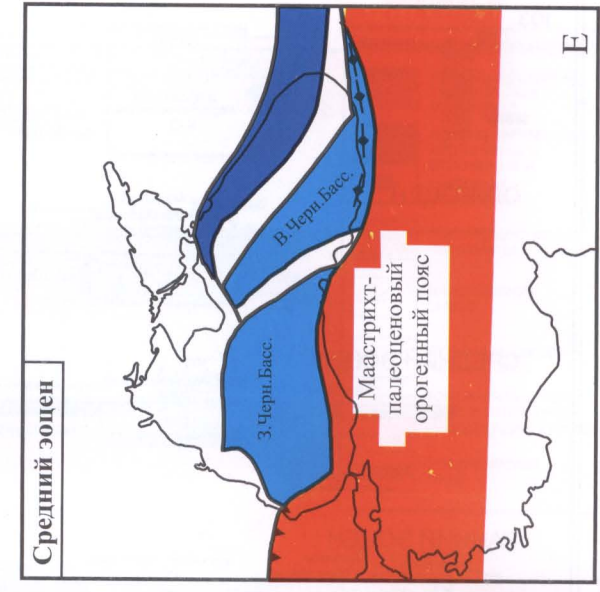
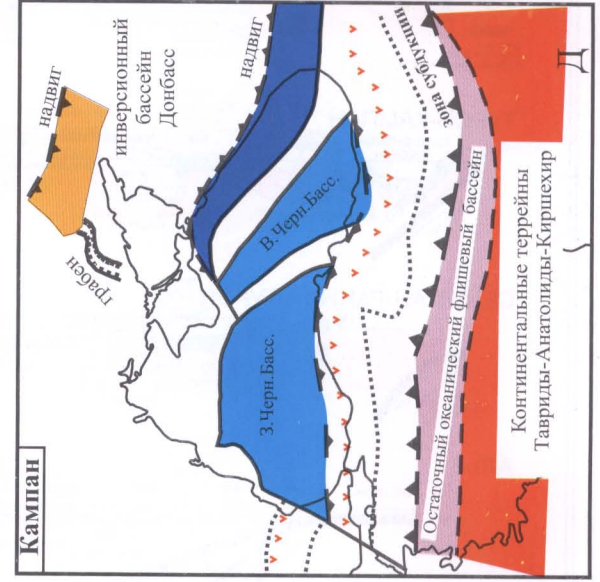
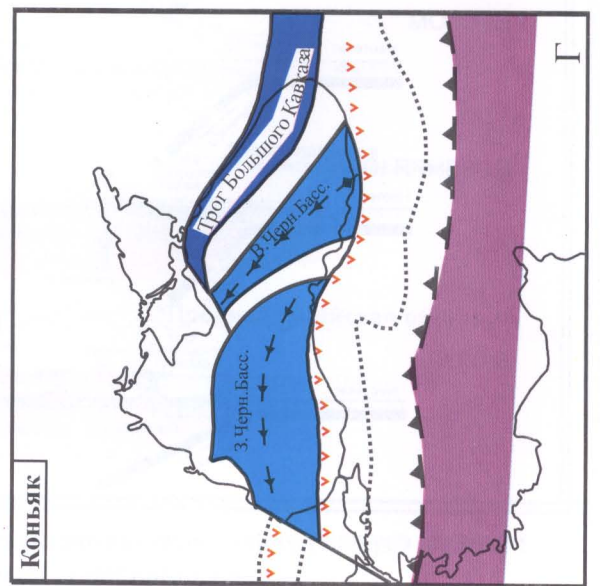
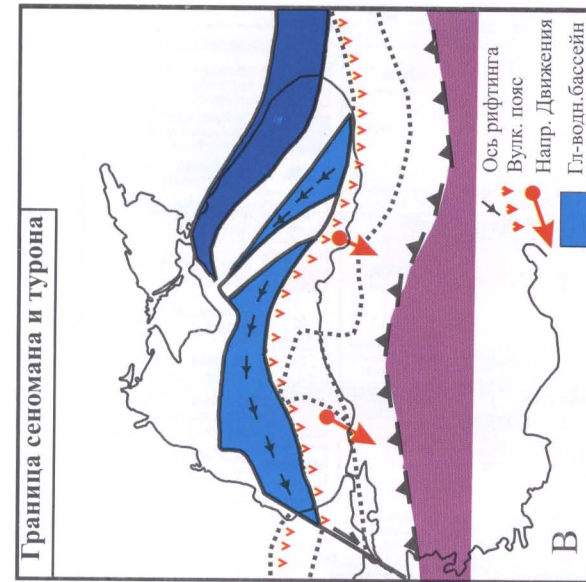
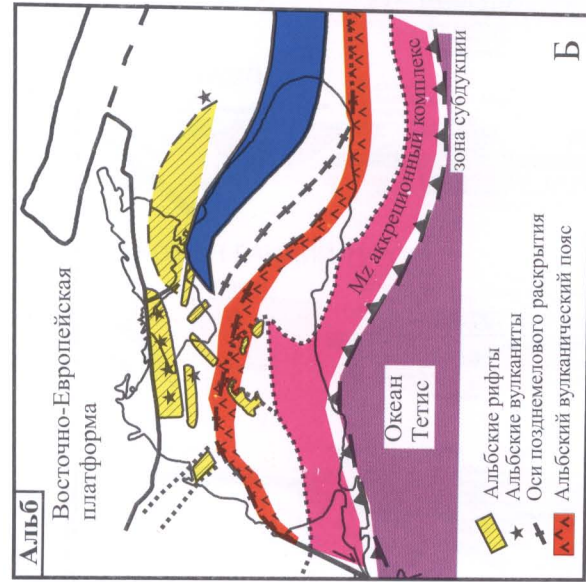
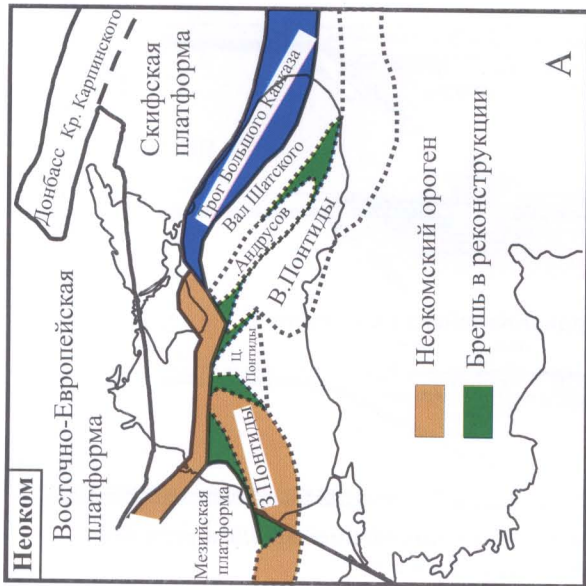
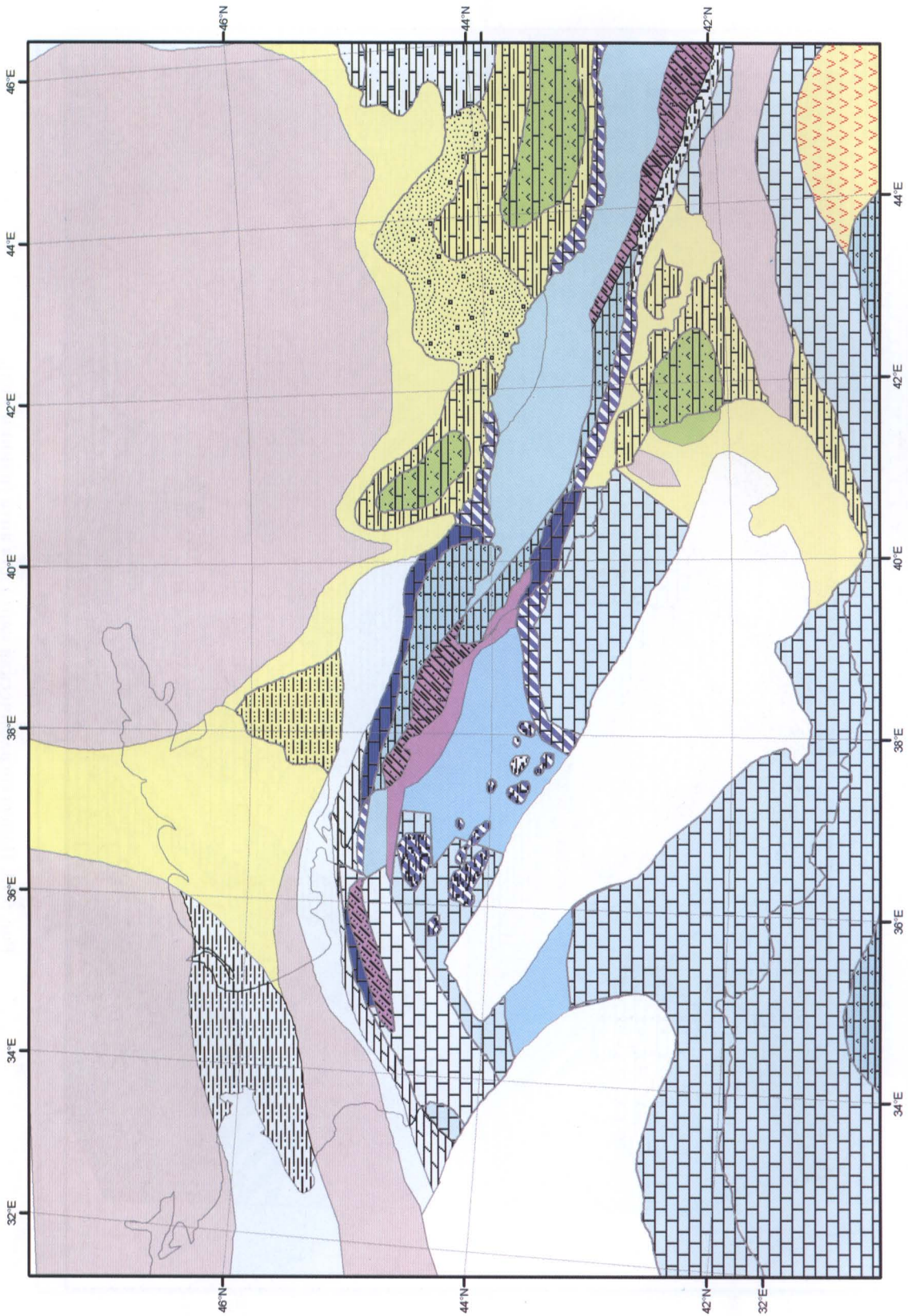


Рис. 5.11. История формирования Черноморского бассейна [Nikishin et al., 2003]



# Поздняя юра



1:5 000 000

Рис. 5.12. Палеогеографическая карта для поздней юры.  
Составил А.М. Никишин



АПТ

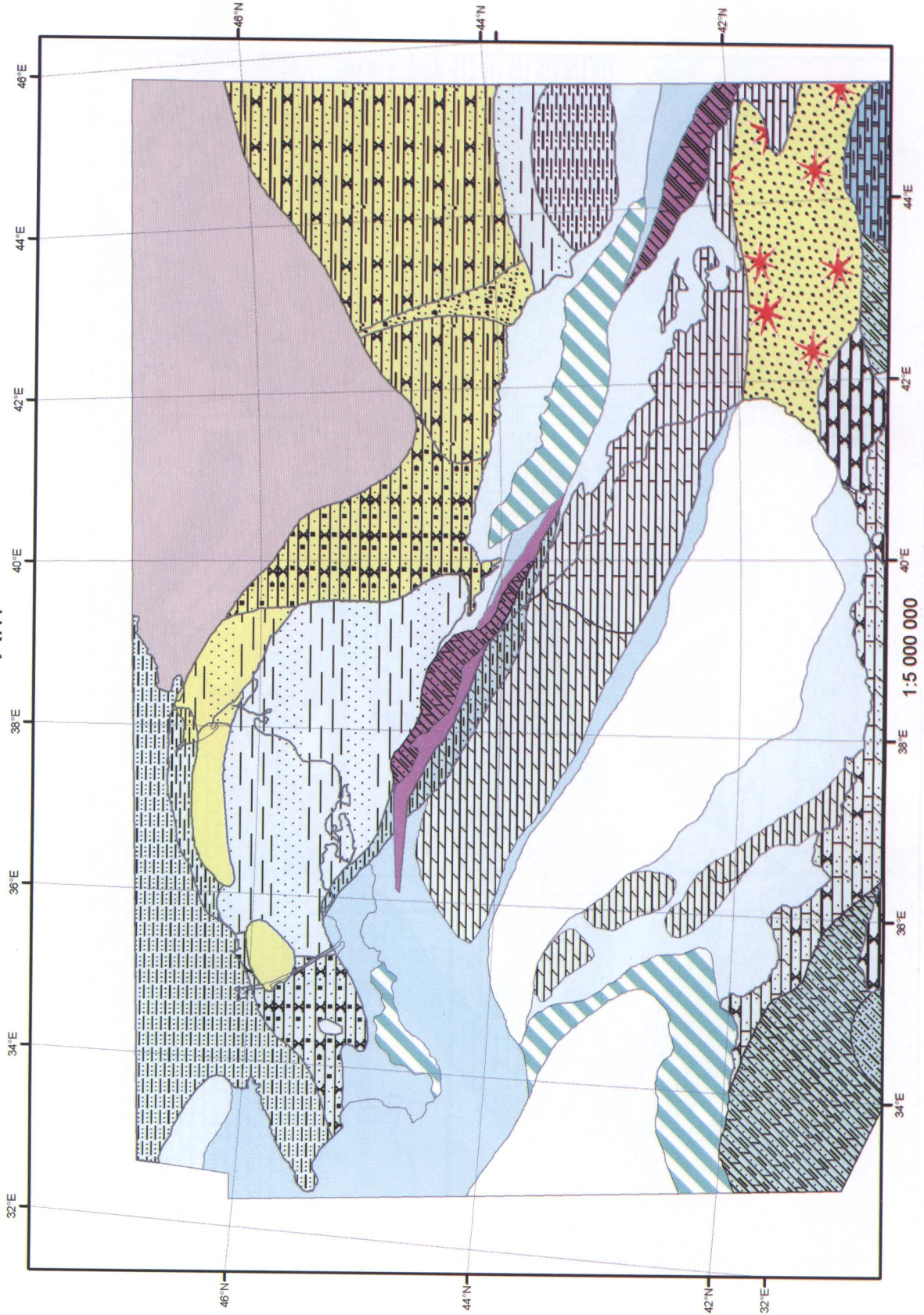
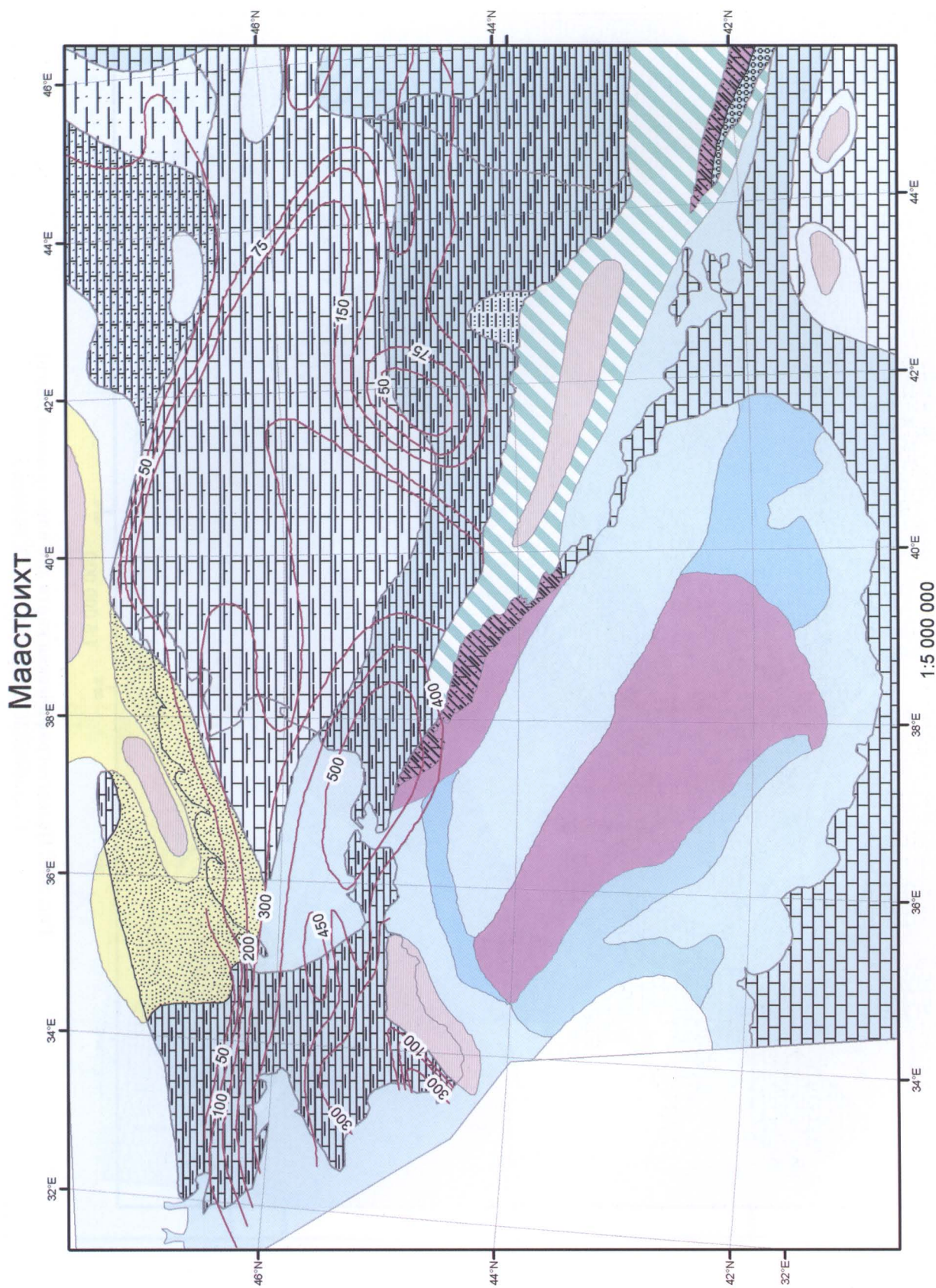


Рис. 5.13. Палеогеографическая карта для апта (ранний мел).  
Составили Е.Ю. Барбошкин и А.М. Никишин





**Рис. 5.14. Палеогеографическая карта для маастрихта (поздний мел).**  
 Составили Л.Ф. Копаевич и А.М. Никишин



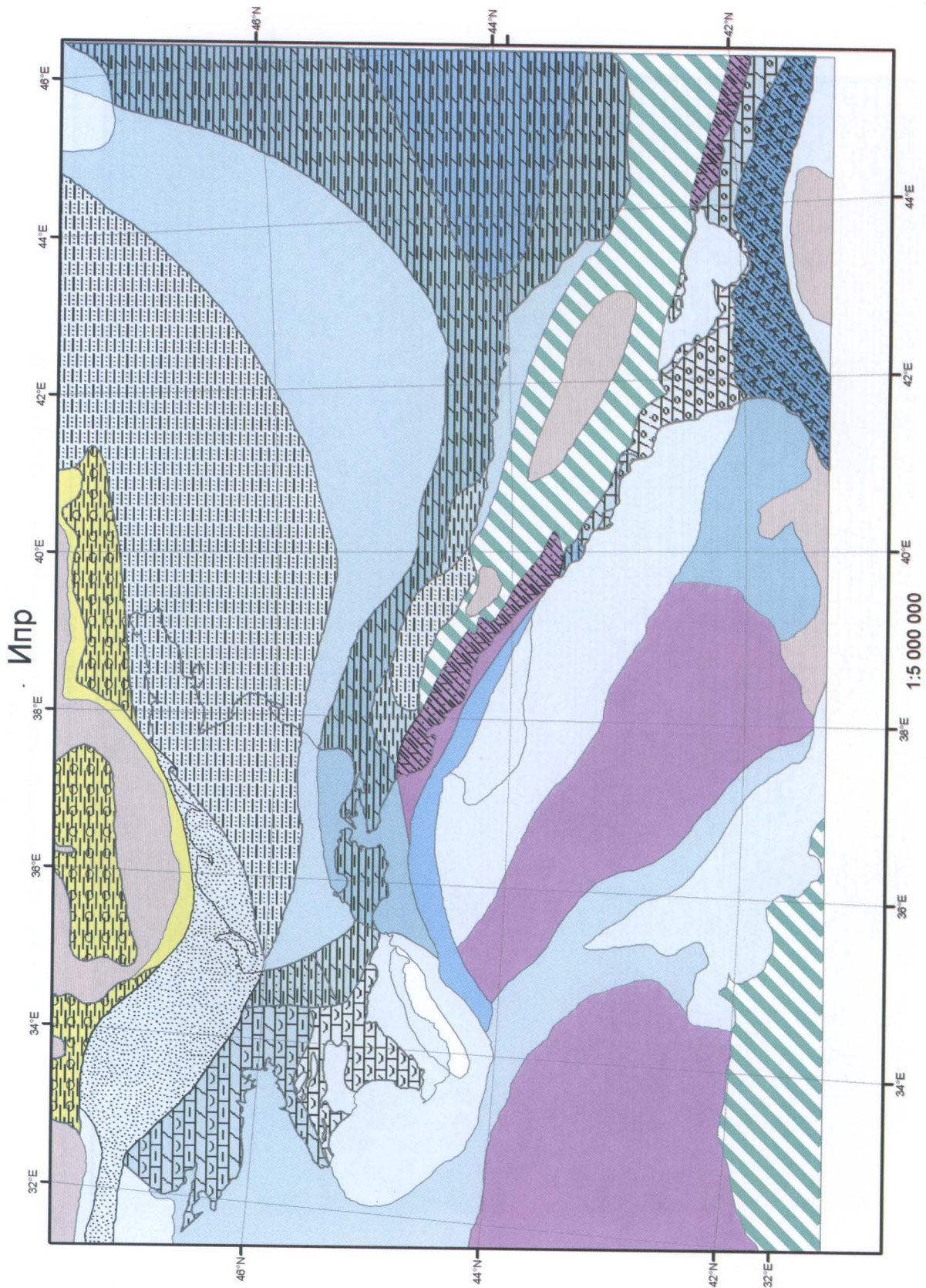


Рис. 5.15. Палеогеографическая карта для ипра (ранний эоцен).  
Составили Л.Ф. Коплевич и А.М. Никишин



# Белоглинское время

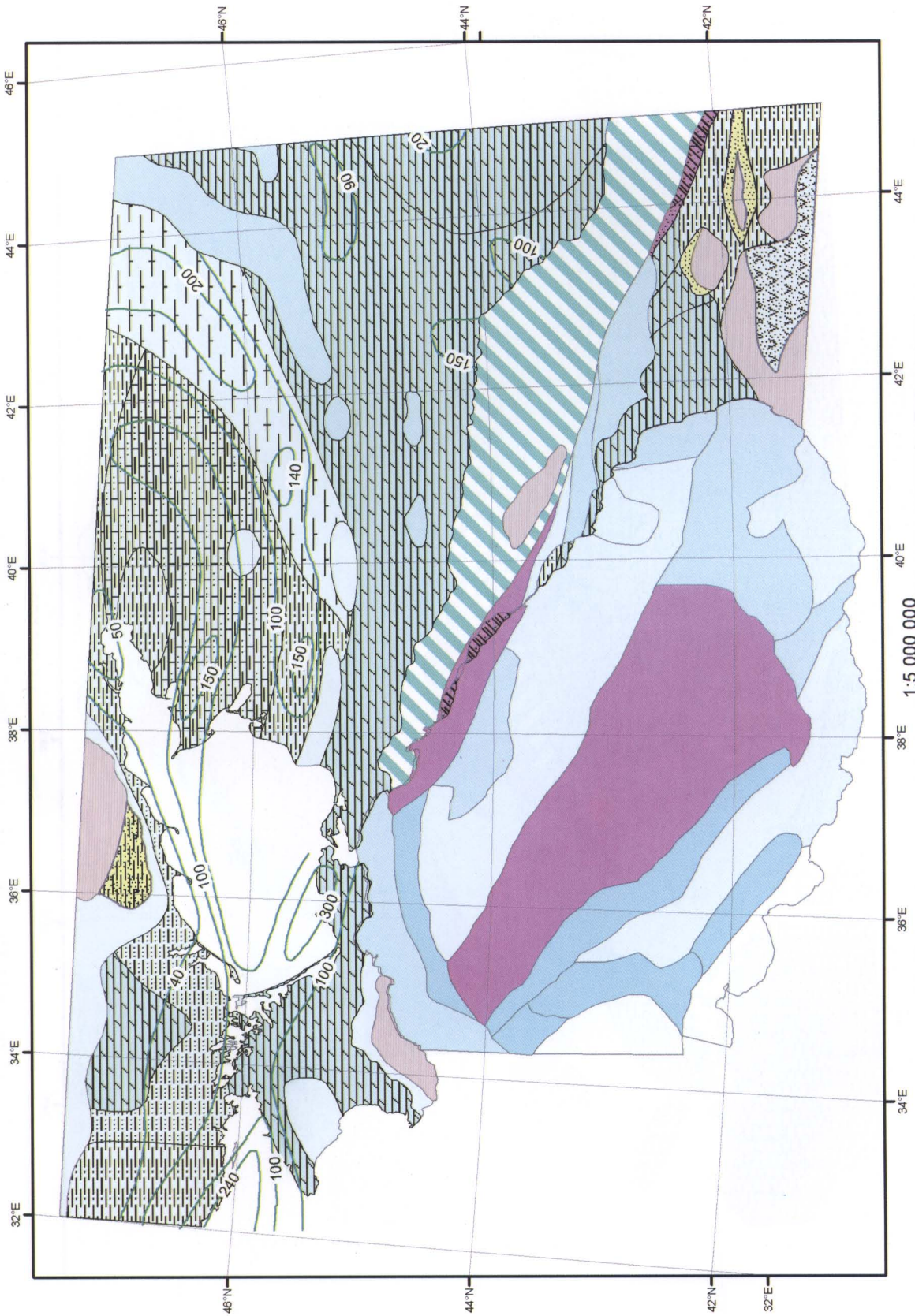
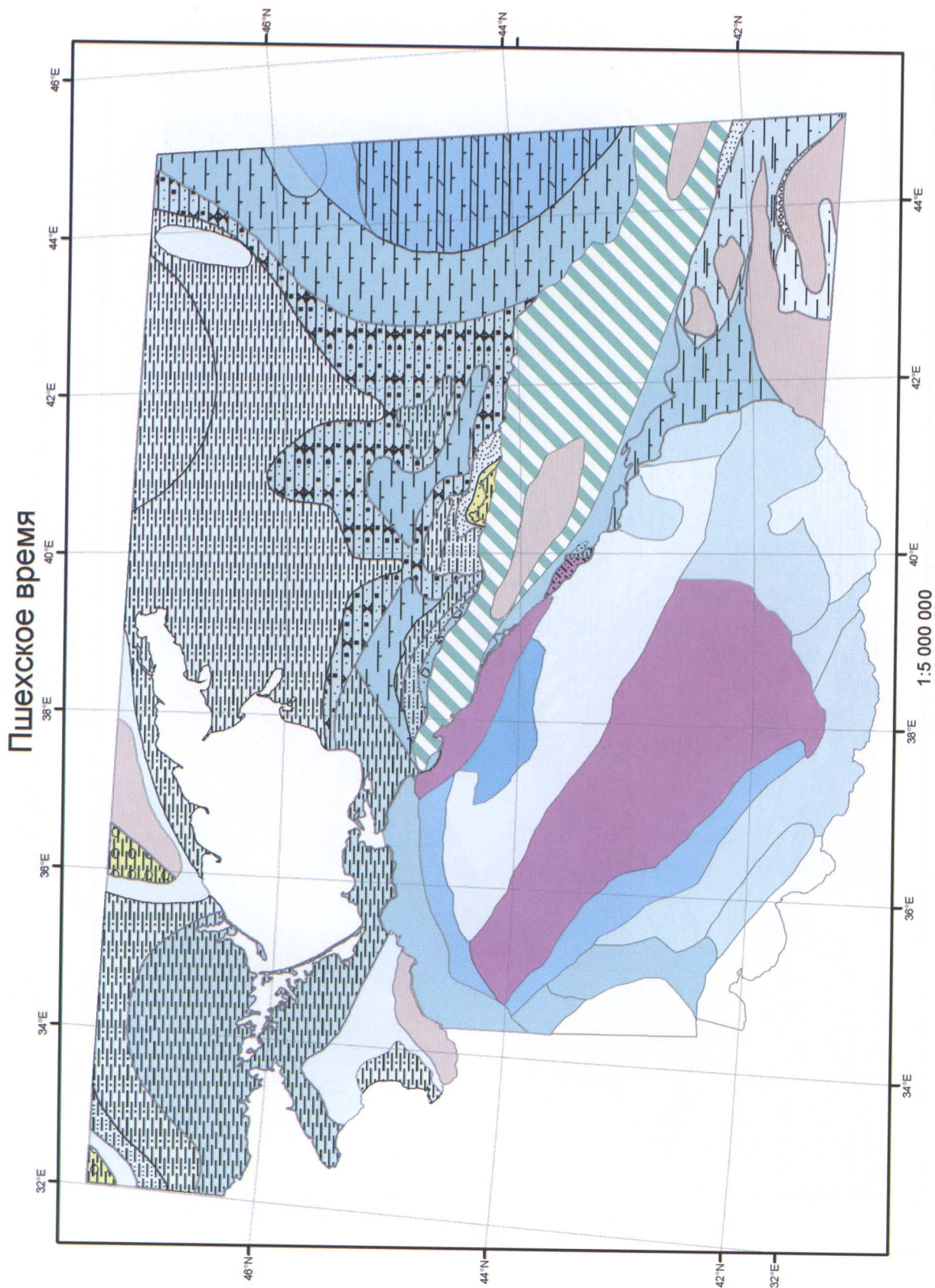


Рис. 5.16. Палеогеографическая карта для белоглинского времени (поздний эоцен).

Составили Л.Ф. Копаевич и А.М. Никишин





**Рис. 5.17. Палеогеографическая карта для пшехского времени (ранний олигоцен).**  
 Составили С.Н. Болотов и А.М. Никишин



# Караджалгинское время

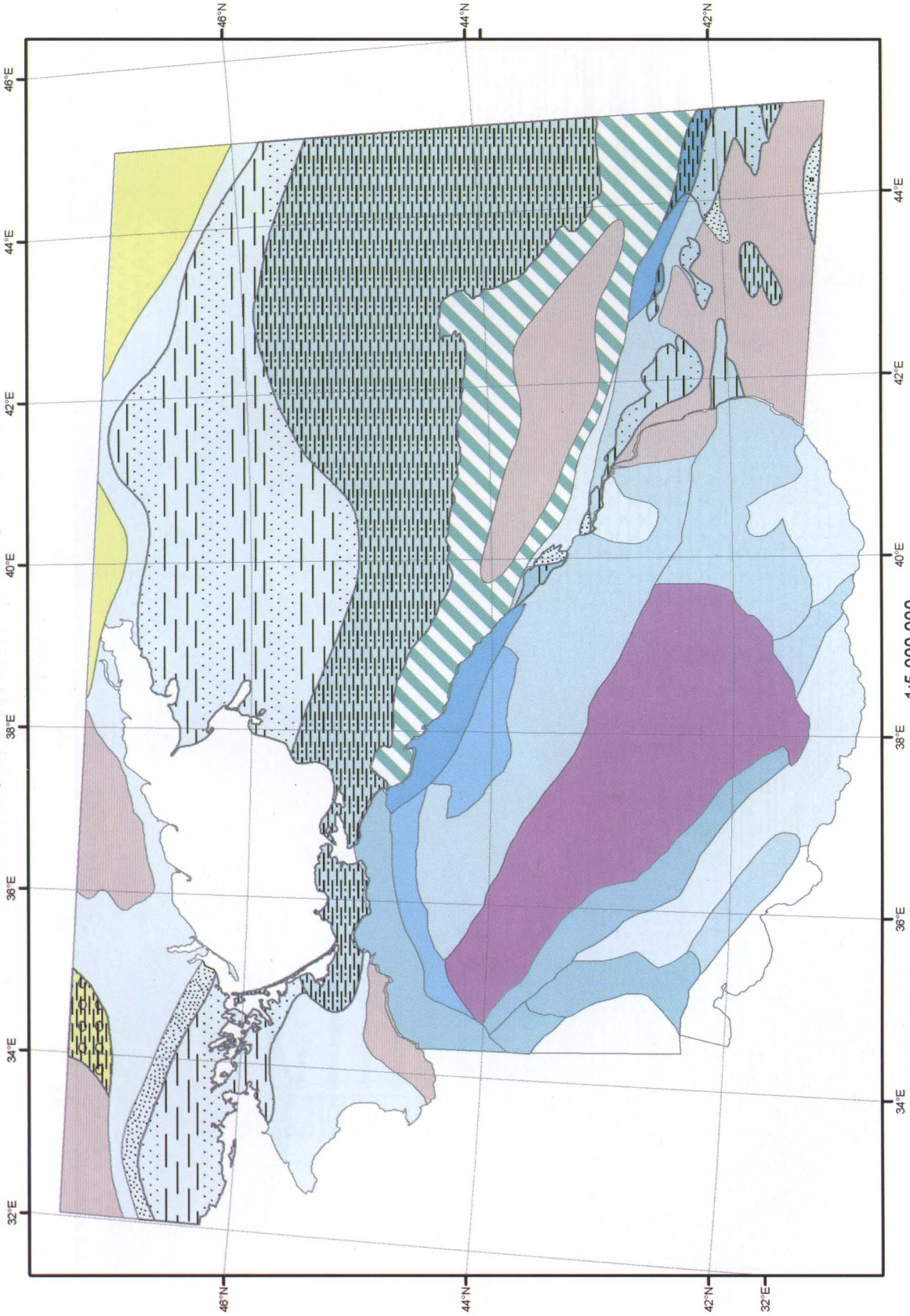


Рис. 5.18. Палеогеографическая карта для караджалгинского времени (ранний миоцен).  
Составил С.Н. Болотов



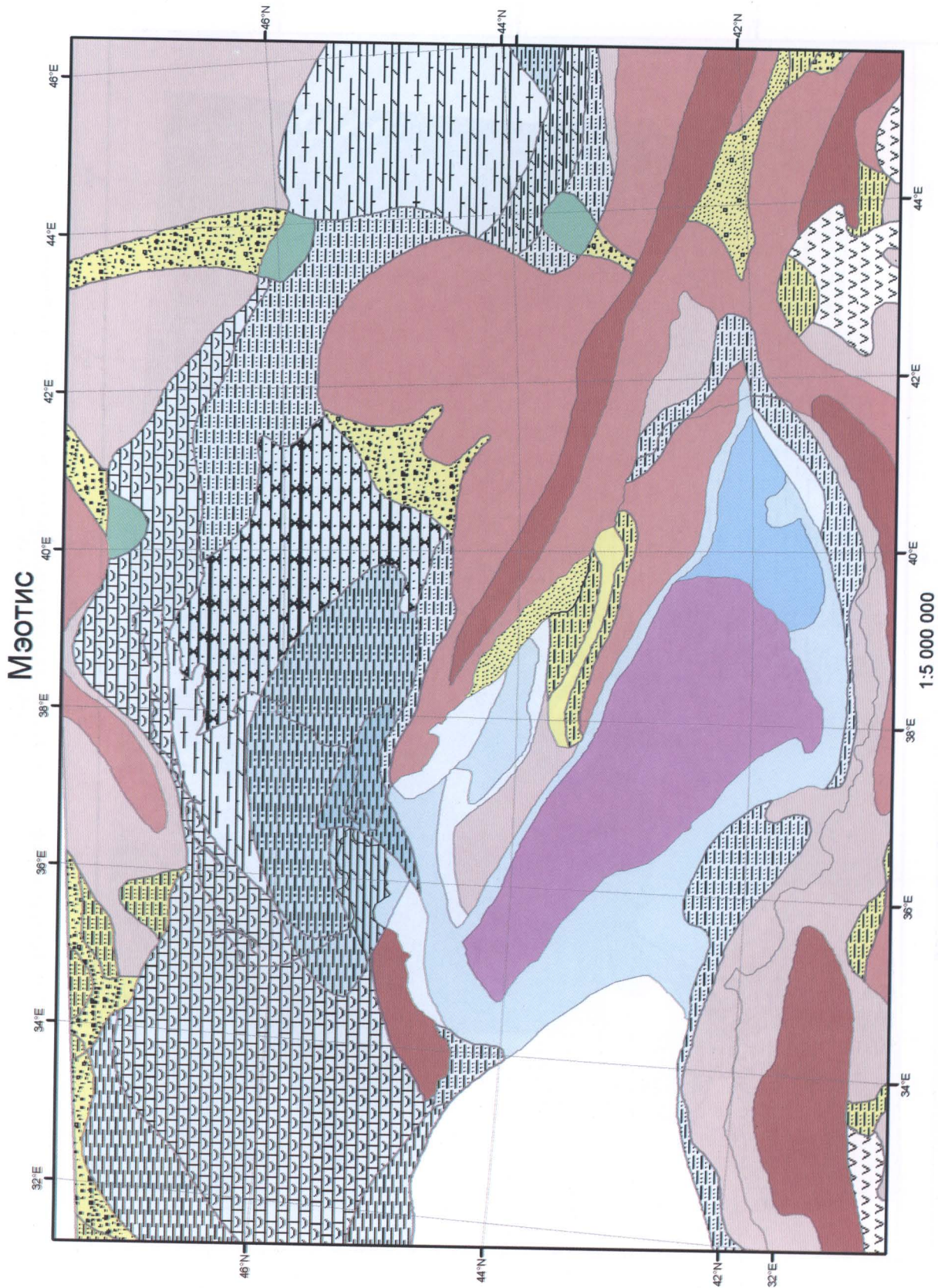


Рис. 5.19. Палеогеографическая карта для мэотиса (поздний миоцен).  
Составил С.Н. Болотов



## Условные обозначения

— Изопахиты		Переслаивание глин и песков		Переслаивание глин и карбонатных глин		Глинистые доломиты	
<b>Палеогеография</b>		Алевролиты и алевроиты		Конгломераты		Вулканогенно-терригенные отложения	
Суша, равнина		Песчанистые известняки, глины		Карбонатные глины, алевроиты и пески		Переслаивание глин и песков	
Суша, предгорья		Переслаивание глин и песков		Олистостромовые толщи		Переслаивание известняков и мергелей	
Суша, горы		Конгломераты и песчаники		Пески, глины, алевроиты		Ритмичное переслаивание глин, мергелей и известняков	
Аллюв. равнина, залив. морем		Пески		Мергели		Переслаивание глинисто-песчанистых отложений	
Лагуна		Мелководные терригенные		Переслаивание известняков и мергелей		Терригенно-карбонатные турбидиты	
Мелководный шельф		Известковистые глины с прослоями мергелей		Пески, глины		Авандельтовые конуса выноса	
Средний шельф		Известковистые глины с прослоями глин		Карбонатные глины, алевроиты и глины		Вулканические породы	
Внешний шельф мелкий		Нумуллитовые известняки		Карбонатные глины и алевроиты		Известняки	
Внешний шельф		Твердые известняки с нумуллитами		Вулканогенно-терригенные отложения		Глинистые известняки	
Внешний шельф глубокий		Нум. известняки, мергели и глинистые известняки		Переслаивание алевроитов и глин		Известняки и карбонатные глины	
Глубоководный трог		Мергели и мергели с нумуллитами		Глины с прослоями песков		Песчанистые известняки	
Глубоководный трог		Глинистые мергели		Переслаивание песков и алевроитов		Алевритистые карбонатные глины	
Нет данных		Переслаивание песчанистых и глинистых мергелей		Переслаивание песчаников, песков и глин		Терригенно-галогенные отложения с прослоями известняков	
<b>Литология</b>		Мергели		Косошпостые пески		Переслаивание доломитов и алевролитов	
Нет данных		Терригенные тербидиты		Песчаники с галькой, алевролиты и глины		Пески и песчаники с доломитизированными известняками	
Глины		Терригенно-карбонатные турбидиты		Мергели		Известняки, песчанистые известняки и алевролиты	
		Терригенно-вулканогенные турбидиты		Песчанистые мергели, известняки и песчаники		Рифы	
		Переслаивание нумуллитовых известняков и мергелей		Переслаивание известняков и алевролитов		Загипсованные известняки	
						Вулканы	
						Переслаивание известняков, глин, песков	

Рис. 5.20. Легенда к палеогеографическим картам (рис. 5.12-5.19)



различные блоки были единым стабильным террейном, сопряженным с киммеридами Кавказа, Крыма и Понтид.

2. В келловее – поздней юре (см. рис. 5.8, 5.12) на месте Большого Кавказа образовался задуговой рифтогенный глубоководный бассейн. В задуговой тектонической обстановке в области единого террейна Андрусов–Шатский–Дзирула–Понтиды формировался осадочный чехол. В этой области обособилось несколько зон: Северная, Центральная и Южная зоны поднятия Шатского («Северный Шатский», «Центральный Шатский» и «Южный Шатский»), зона Восточных и Центральных Понтид и др. В «Северном Шатском» после гипотетической фазы келловейского рифтинга произошло глубокое позднеюрское погружение (до 1,5 км), на фоне которого развивалась система рифоподобных карбонатных построек, окруженных зонами некомпенсированного карбонатно-глинистого осадконакопления. В «Центральном Шатском» в келловее – поздней юре формировалась Южно-Адлерская карбонатная шельфовая платформа; вдоль ее северного края, вероятно, возник рифовый пояс, который на суше известен в Абхазии и в районе Адлера (зона Ахцу). В «Южном Шатском» (район Рионской впадины и поднятия Очамчири) в келловее – поздней юре накапливались эвапориты, пестроцветные континентальные осадки и базальты. В зоне Понтид в основном происходило формирование карбонатной платформы с локальным базальтовым вулканизмом и зонами накопления конгломератов.

3. В неокоме (см. рис. 5.13), в целом, тектоническая обстановка сохранилась. В пределах «Северного Шатского» осадки заполняли остаточные межмассивовые депрессии.

4. В апте–альбе (см. рис. 5.7, 5.13) имела место региональная фаза рифтинга в Черноморском регионе. Вероятно, в это время рифтинг шел вдоль зоны будущего раскрытия Восточно-Черноморского бассейна. Рифтингу подверглась и территория «Северного Шатского».

5. В позднем мелу (см. рис. 5.5, 5.6, 5.14) шло рифтовое раскрытие Восточно-Черноморского бассейна (вероятно в сеномане–сантоне), а вся область поднятия Шатского перекрывалась шельфовым, в основном карбонатным, чехлом. Сходная ситуация существовала до эоцена.

6. На границе палеоцена и эоцена (или в начале эоцена) (см. рис. 5.3, 5.4, 5.15) в Турции, в Понтидах, происходила главная фаза орогении и надвигообразования. Синхронно с этим событием формировались надвиги в Черноморском бассейне (см. рис. 2.20–2.23), в Крыму имели

место синкомпрессионные вертикальные движения с воздыманием Симферопольского поднятия и других зон (см. рис. 2.12), в пределах поднятия «Северный Шатский» также происходили дифференцированные вертикальные движения с эрозией в ряде мест (особенно над зонами позднеюрских карбонатных массивов). Отложения эоцена поднятия Шатского, по-видимому, разнофациальны, так как формировались в зонах с разной глубиной.

7. На границе эоцена и олигоцена (см. рис. 5.2, 5.16–5.17) произошло региональное компрессионное событие, после которого началось быстрое некомпенсированное флексурное погружение краевых прогибов бассейнов Туапсинского, Сорокина и Гурийского (?); в этих бассейнах начали формироваться глинистые толщи с разной ролью турбидитов с телами песчаников. Низы майкопских отложений характеризуются подошвенным налеганием на край поднятия Шатского. В олигоцене большая часть поднятия Шатского относительно воздымалась (особенно его юго-западный край), и только отложения верхов майкопа перекрывали большую часть поднятия Шатского. В конце майкопа поднятие Шатского было значительно эродировано с транспортом осадков в сторону Туапсинского бассейна.

8. Перед средним миоценом (см. рис. 5.18) происходили небольшие вертикальные движения поднятия Шатского с частичной эрозией. Средний миоцен, в целом, перекрывает единым чехлом Восточно-Черноморский бассейн, поднятие Шатского и Туапсинский бассейн.

9. В плиоцене (позднем плиоцене–?)–квартере (см. рис. 5.19) область поднятия Шатского и Восточно-Черноморского бассейна равномерно перекрывалась мощной толщей (около 2 км) слоистых морских осадков. Погружение поднятия Шатского на современные глубины (около 2 км) произошло не раньше начала плиоцена (5,3 млн. лет назад). Эта фундаментальная проблема пока не находит понятного геодинамического объяснения.

Складчатые деформации в Туапсинском бассейне начались в среднем миоцене (или еще в олигоцене) и продолжают до ныне. Складчатость обусловлена формированием системы субпараллельных взбросов и надвигов с общей поверхностью срыва в низах майкопа или на границе эоцена и олигоцена. Эта складчатость носила конседиментационный характер и усиливалась глиняным диапиризмом за счет майкопских отложений. Фронт складчатости двигался от Кавказа в сторону вала Шатского.

## 6. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВАЛА ШАТСКОГО И ТУАПСИНСКОГО ПРОГИБА В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ РЕЗЕРВУАРОВ И ПОКРЫШЕК

Мы старались привлечь региональные данные по обширной территории, чтобы понять основные черты истории геологического развития вала Шатского и Туапсинского прогиба. Рабочий вариант наших выводов приводится ниже. Наименее ясна для нас картина развития складок, так как для них наша интерпретация имеющихся профилей менее надежна, и их историю можно оценивать только на основе анализа дополнительных данных.

**1. Докелловейская история.** В районе вала Шатского, так же как и в пределах Дзирульского массива в Грузии, зоны Большого Кавказа (Сванетская зона) и в Понтидах (Турция), безусловно имела место орогения на границе триаса и юры. Поэтому все доюрские образования входят в складчатый фундамент. Гипотетически в составе фундамента возможно присутствие тел триасовых известняков, но они, скорее всего, испытали складчатость и метаморфизм. Отложения нижней юры, возможно, образуют чехол из аргиллитов, алевролитов и песчаников. Отложения средней юры, вероятно, сложены терригенными породами (аален–бат) и вулканитами (байос). Еще одна орогения в зоне Большого Кавказа имела место перед келловеем, и она должна была затронуть докелловейский чехол. Поэтому мы считаем, что все докелловейские образования входят в фундамент Туапсинского прогиба. Породы нижней и средней юры потенциально являлись нефтематеринскими отложениями и могли участвовать в формировании современной нефтяной системы района.

**2. Келловей-позднеюрский этап.** Келловей – верхняя юра (СК-1) образуют карбонатный чехол. Ключевыми для его понимания являются: интерпретация профиля WBS–02–05 (рис. 6.1); структурная карта поверхности карбонатов (верхней юры?) или верхней юры плюс части неокома (рис. 6.2); региональный профиль, идущий на поднятие Очамчиры (см. рис. 3.1). Предварительно выделяются три площадные единицы. В центре – область с многочисленными вероятными рифовыми постройками (рабочее название – «Многорифовый» бассейн), она разделяет расположенную на юго-востоке Южно-Адлерскую карбонатную платформу и область на северо-западе (рабочее название – карбонатная платформа

Тетяева или Тетяева–Северочерноморская). Эта северо-западная область, вероятно, состоит из крупных карбонатных построек (типа Палласа и Северо-Черноморской(?)) на фоне нечетко обозначенной общей карбонатной платформы. Следует отметить, что корректных данных о единстве Тетяева–Северочерноморской зоны у нас нет. Определенно разграничить эти три зоны под складками Туапсинского прогиба пока невозможно, но наличие их существенно предопределило последующую историю развития региона.

В пределах Южно-Адлерской зоны в условиях шельфа шло формирование единой карбонатной платформы.

В области Многорифового бассейна в келловее, возможно, произошел рифтинг (его структуры мы четко не различаем), за которым в поздней юре последовало термальное погружение примерно на 500 м. На фоне погружения бассейна в нем произошел рост многочисленных изолированных рифовых построек высотой в сотни метров вплоть до 1 км, а между рифами в межмассивовых депрессиях шло некомпенсированное накопление предположительно карбонатных или глинисто-карбонатных илов. Вершины рифовых построек эпизодически могли осушаться и в них мог формироваться карст.

В Тетяева–Северочерноморской зоне на фоне погружения образовывалась неоднородная карбонатная платформа с возможными рифовыми постройками типа Палласа.

В полосе Большого Кавказа в келловее – поздней юре шел рифтинг и формировался глубоководный трог Большого Кавказа. К югу и к северу от него шло формирование рифовых поясов (см. рис. 6.2).

В Крыму и на Кавказе примерно перед валанжином (или внутри берриаса) была фаза деформаций и вертикальных движений. Возможно, именно эта фаза отразилась на сейсмических профилях как граница СК-1 и СК-2. К этой фазе мог быть приурочен период карстообразования в позднеюрских известняках.

**3. Раннемеловой этап.** Нижний мел (СК-2, 3) образует сплошной чехол с переменной мощностью. Для него выделяются те же зоны, что и для верхней юры. В пределах Южно-Адлерской платформы нижний мел согласно лежит на вер-



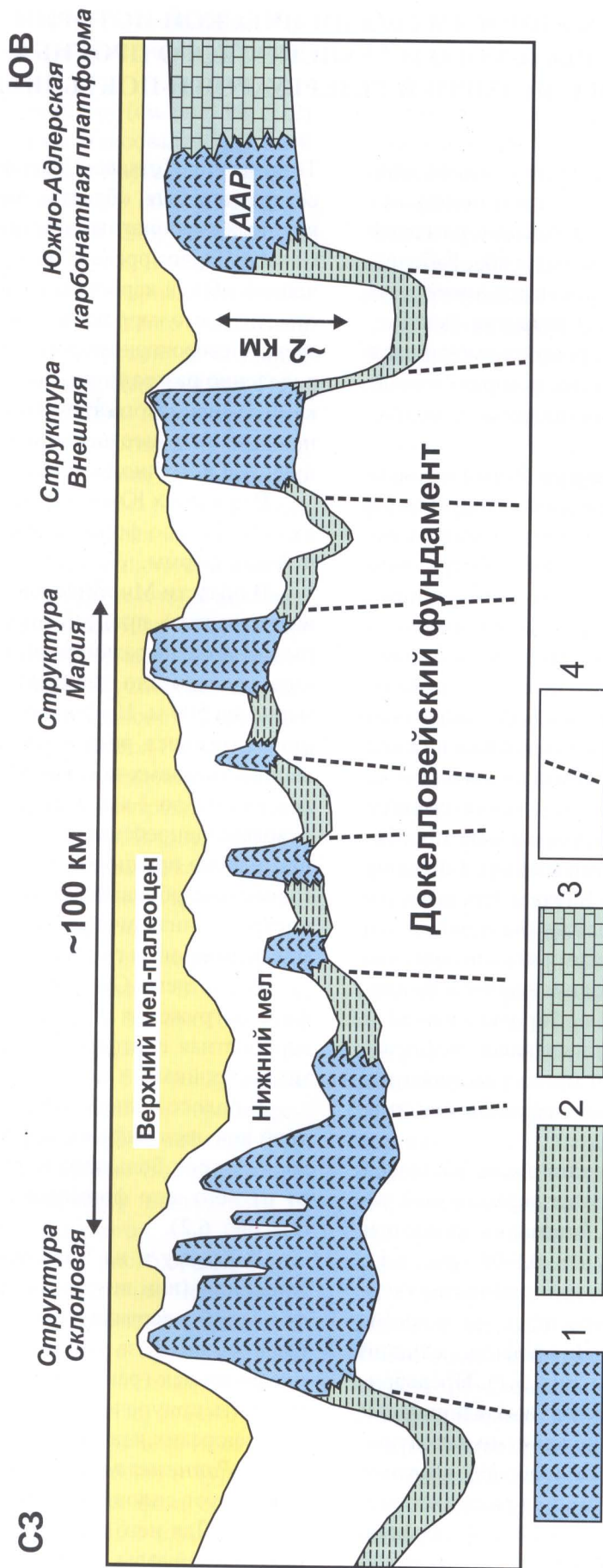


Рис. 6.1. Схематический разрез через Многорифовый бассейн.

Схематизированный концептуальный разрез вдоль северной и центральной частей вала Шатского, основанный на интерпретации сейсмических профилей (в основном, профиль WBS-02-05); подошва предполагаемого эоцена положена горизонтально. 1-3 – келловейско-верхнеурорский комплекс; 1 – предполагаемые карбонатные (рифовые) постройки; 2 – межмассивные депрессии с некомпенсированным относительно глубоководным осадконакоплением; 3 – Южно-Адлерская шельфовая карбонатная платформа; 4 – гипотетические келловейские сбросы, дифференцировавшие палеоодно на относительные поднятия и прогибы. ААР – гипотетическое продолжение Ахцу-Абхазского рифового пояса на краю карбонатной платформы [Афанасенков и др., 2005б]



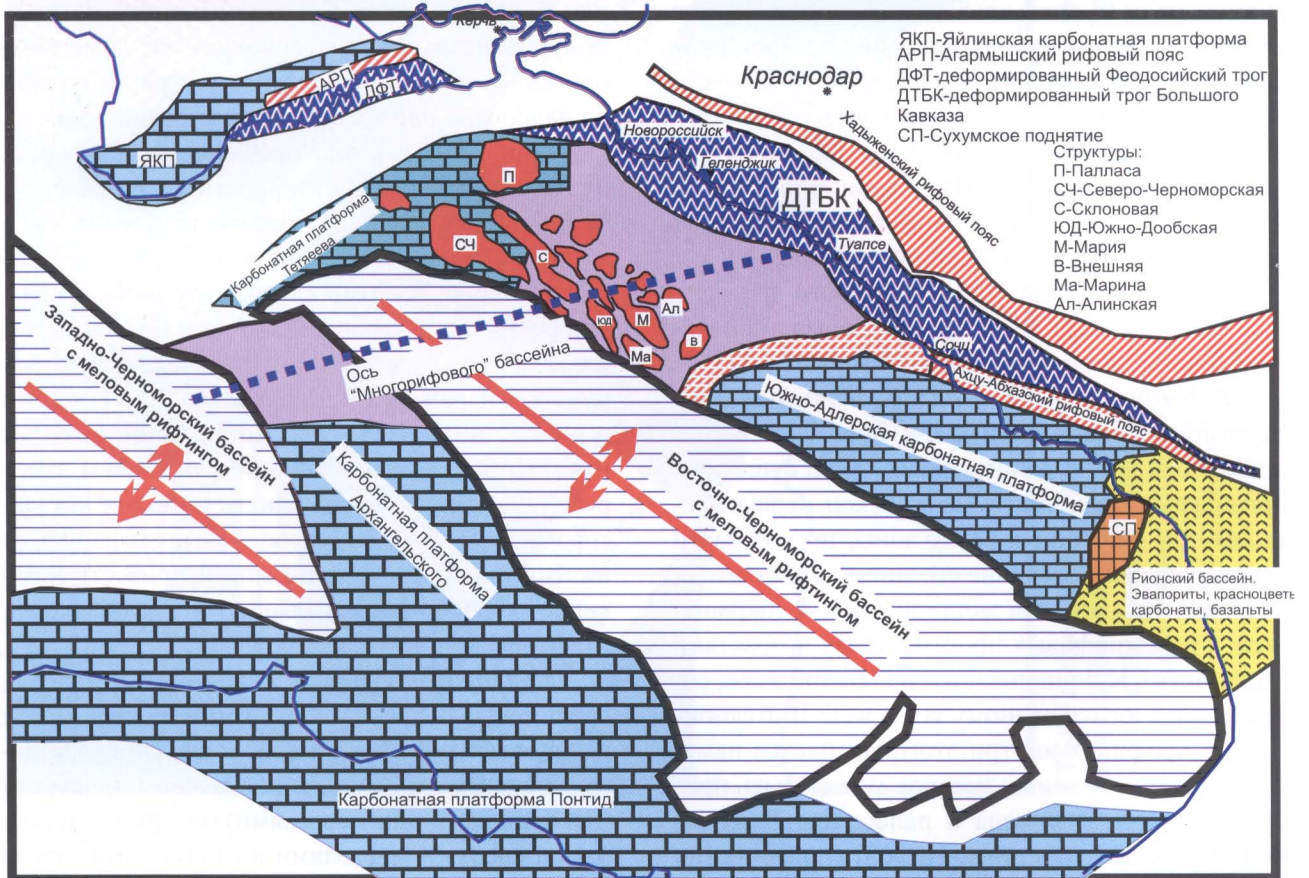
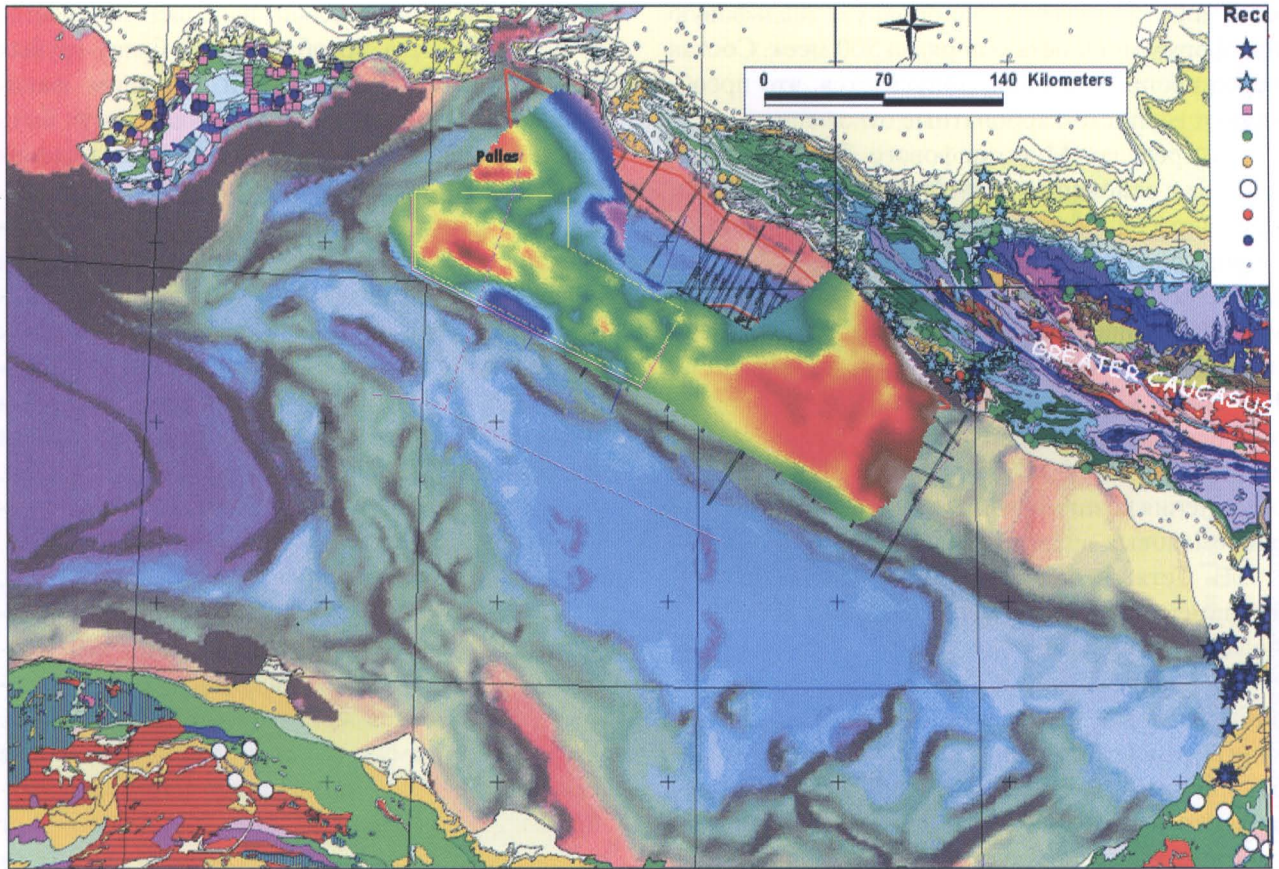


Рис. 6.2. Схема строения верхнеюрских комплексов Восточно-Черноморского региона.  
 Составлена с использованием данных НК Total



хней юре и образует однородную шельфовую платформу мощностью порядка 500 мсек. Состав пород неопределенный, допускается, что преобладают глинисто-карбонатные отложения.

В пределах Многорифового бассейна нижний мел в основном «запечатывает» межмассивные депрессии и его мощность сильно варьирует – примерно от 700 до 100 мсек. Это означает, что в ходе раннего мела межмассивные депрессии могли пассивно заполняться осадками и в них палеоглубины сокращались примерно от 500 до 100–200 м. С разной степенью вероятности разные исследователи допускают фазу раннемелового рифтинга в Многорифовом бассейне для объяснения возникновения и развития некоторых раннемеловых впадин.

В Тетяева–Северочерноморской зоне также намечаются различия в мощности нижнего мела.

В кровле СК-2, 3 имеется так называемое внутримеловое несогласие, выше которого проходит трансгрессивная граница и залегает более однородный сейсмический комплекс. Мы связываем это несогласие с границей нижнего и верхнего мела. Существует предположение, что в раннем мелу (в апте–альбе) вдоль современного Восточно-Черноморского бассейна начался рифтинг, который охватывал большие пространства, включая вал Шатского. Однако уже с сеномана рифтинг сфокусировался в полосе Восточно-Черноморского бассейна. С этих позиций внутримеловое несогласие отвечает моменту фокусировки растяжения в Восточно-Черноморском бассейне и началу равномерного пострифтового погружения в полосе вала Шатского (включая территорию современного Туапсинского прогиба).

#### **4. Позднемеловой и палеоценовый этапы.**

Верхний мел и палеоцен (СК-4) образуют сплошной относительно равномерный чехол с четкими признаками слоистости. Этот чехол перекрывает все три описанных выше зоны, но в области Многорифового бассейна его мощность несколько выше. Над рифами мощность СК-4 сокращается, а в межрифовых пространствах возрастает. Мощность СК-4 оценивается в 200–500 мсек, сокращаясь к юго-западному краю вала Шатского.

На профилях внутри этого комплекса намечается четкая граница, которая может быть приурочена к границе мела и палеоцена. Верхний мел в пределах структур континента повсеместно представлен мелоподобными планктоногенными известняками и мергелями с ясно выраженной

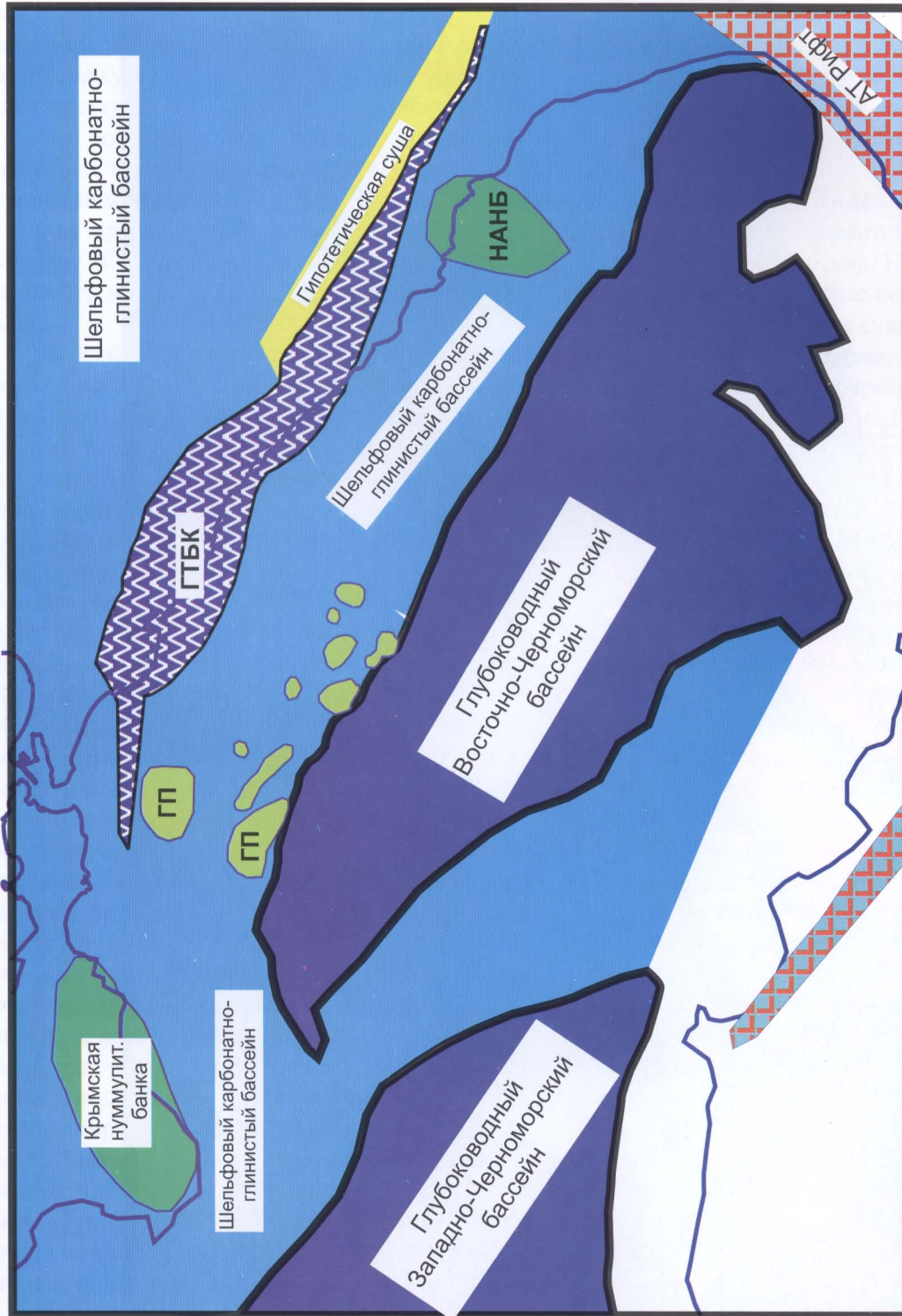
слоистостью. Регионально палеоцен отличается от верхнего мела преобладанием более грубых биокластовых известняков и большим фациальным разнообразием. Эти породы могут быть хорошими коллекторами, однако их ожидаемая мощность не превышает 50 м.

При изучении данного комплекса возникает вопрос – одинаковы ли фации верхнего мела – палеоцена над рифовыми массивами и в межмассивных депрессиях? Или в межмассивных зонах в позднем мелу продолжалось относительно глубоководное осадконакопление? Учитывая примерное постоянство мощности комплекса и его сейсмофациальное сходство, мы допускаем, что в позднем мелу и палеоцене все значительные неровности палеодна уже были выровнены.

Несогласие, приуроченное к кровле СК-4, четко прослеживается над многими позднеюрскими рифами на вале Шатского, но слабо проявлено в области Туапсинского прогиба. Это несогласие часто называется «внутриэоценовым». В Горном Крыму оно приурочено к подошве нуммулитовой банки, имеющей возраст от позднего ипра до лютетия. Таким образом, возраст этого несогласия может быть предэоценовым или внутриипрским. В Турции к этому моменту приурочено окончание основной коллизионной орогении, которая длилась с маастрихта до конца палеоцена или же вплоть до середины эоцена, лютетия–? (здесь имеет место неопределенность в стратиграфической интерпретации разрезов).

Примечательно, что именно над зонами позднеюрских рифовых массивов это несогласие четко проявлено. Из этого следует, что ряд зон позднеюрских массивов перед эоценом (лютетием–?) испытали подъем и могли стать мелководными участками, размеры которых достигали 10–20 км в поперечнике. Над ними могли формироваться нуммулитовые банки мощностью до 50 м, которые являются потенциально отличными коллекторами (рис. 6.3). Предэоценовые деформации сжатия или транспрессии могли привести к активному трещинообразованию в позднеюрских известняках.

**5. Эоценовый этап.** Эоцен (СК-5) образует повсеместный равномерный осадочный чехол мощностью порядка 100–200 мсек. Он представлен внизу существенно карбонатными породами (известняками или мергелями) (см. рис. 6.3; рис. 6.4), а сверху – мергелями и глинистыми мергелями (типа отложений кумского и белоглинского горизонтов). Проблема состоит в определении



**ГТБК**-Глубоководный трог Большого Кавказа (без реконструкции)  
**ГП** - гипотетическое поднятие с возможной нуммулитовой банкой  
**НАНБ** - Ново-Афонская нуммулитовая банка  
**АТ Рифт** - Аджаро-Триалеткий рифт с мощным вулканизмом

Рис. 6.3. Палеогеографическая схема для ипра-лютеция (без реконструкции трога Большого Кавказа).

ГТБК – глубокоководный трог Большого Кавказа; ГП – гипотетическое поднятие с возможной нуммулитовой банкой; НАНБ – Ново-Афонская нуммулитовая банка; АТ рифт – Аджаро-Триалетский рифт с мощным вулканизмом



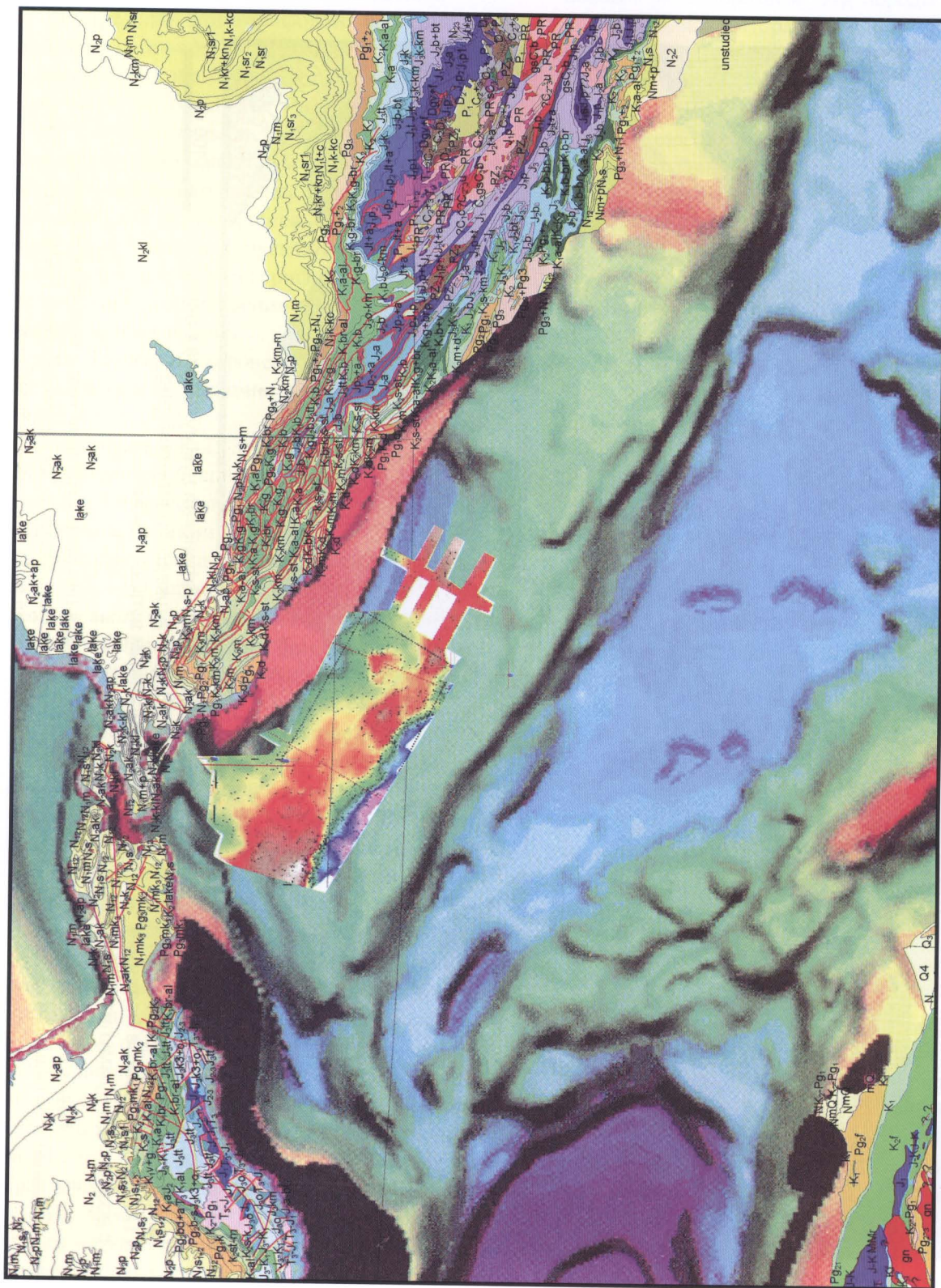


Рис. 6.4. Фрагмент структурной карты примерно по подошве эоцена района Туапсинского прогиба на фоне региональной структурной карты [Robinson, 1997] и геологической карты для суши.  
Составлена с использованием данных НК Total

верхней границы эоцена. Согласно нашим полевым данным по Адлерскому району и определениям комплексов диноцист в ГИН РАН (М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец – устное сообщение), в Адлерской депрессии наблюдается согласный, но довольно быстрый переход от шельфовых мергелей эоцена к флишевой толще майкопа. Из этого следует, что подошве майкопа примерно соответствует начало накопления турбидитов.

По основанию турбидитовой призмы мы проводим кровлю эоцена. В тех случаях, когда слоистый майкоп ложится на слоистый эоцен, их границу провести трудно. Во многих случаях в кровле СК-5 проходит эрозионная граница, так что часть эоцена местами могла быть эродирована.

**6. Майкопский (олигоцен-раннемиоценовый) этап.** Отложения майкопа (СК-6) образуют почти сплошной чехол, но его структура имеет значительные различия по фациям и мощностям (рис. 6.5, 6.6). Майкоп, как отмечалось выше, ложится на подстилающие отложения либо почти согласно, либо со значительным перерывом или незначительным размывом. Можно выделить минимум три фации (сейсмофации) майкопа: осадочные призмы с подошвенным налеганием на отложения эоцена; мутные, «хаотические» фации с вероятным преобладанием глин; четкослоистые фации с вероятным чередованием глин и алевролитов или песчаников. Майкоп осадочной призмы 43 профиля коррелируется с разрезами скважин на суше в районе Сочи, где ему соответствует, вероятно, только олигоценовая часть. В осадочных призмах майкоп четко делится на две части: нижняя заполняет только Туапсинский краевой флексурный прогиб; верхняя перекрывает большую часть поднятия Шатского. На 43 профиле верхняя часть майкопа, возможно, отсутствует или она эродирована. Ближе к району Сочи–Адлера видимая слоистость в осадочных призмах становится четче, что, скорее всего, связано с увеличением количества песчаников в этой части бассейна. Таким образом, этот регион может содержать хорошие коллекторы, подобные линзам песчаников хостинской свиты, описанных в Адлерской впадине.

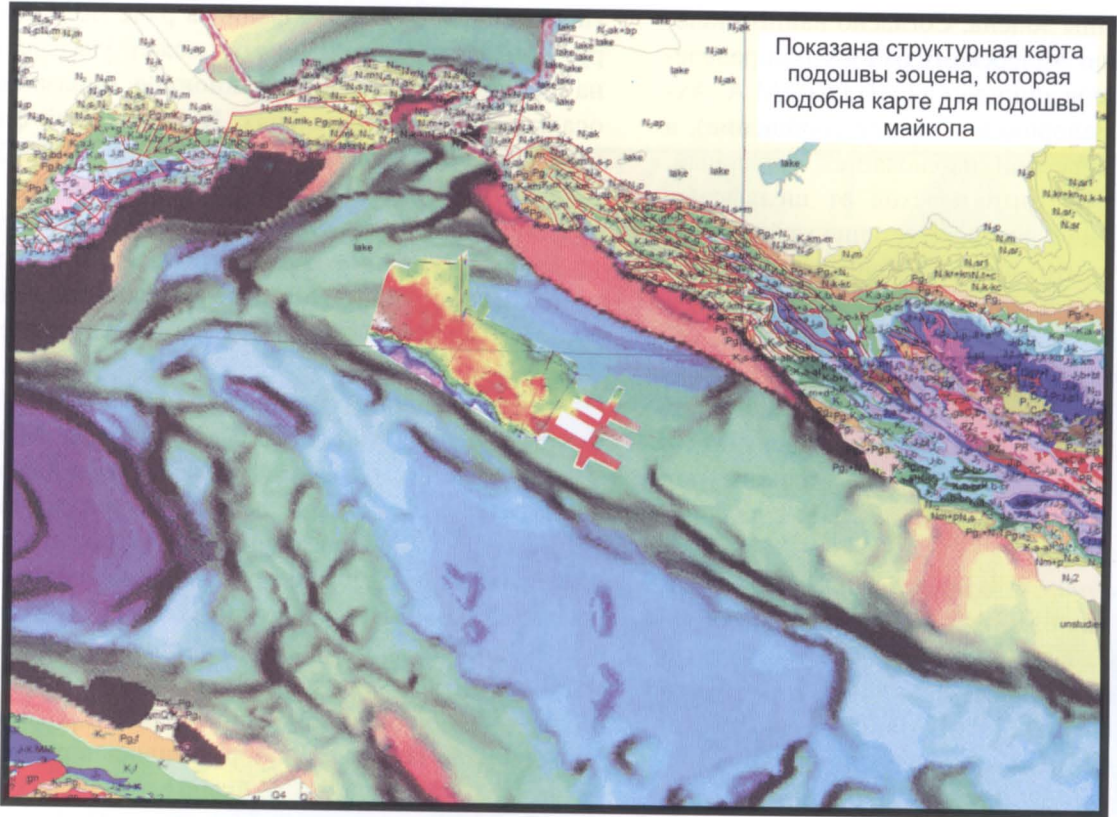
Мутные, «хаотические» фации распространены главным образом на поднятии Шатского. Наиболее четко они выражены в верхах майкопа, где прослеживается маркирующий горизонт с четкой верхней и нечеткой нижней границами.

Наличие «хаотических» фаций в ряде мест вокруг зон верхнеюрских рифов может указывать на некоторое конседиментационное оползание осадков на пологих склонах. В верхах этой фации ближе к юго-западному краю вала Шатского имеются признаки небольших клиноформ с транспортом материала в сторону Туапсинского краевого прогиба. Четкослоистые фации распространены в основном на вале Шатского, и они часто фациально замещаются на «хаотические» фации.

На вале Шатского в основном в области позднеюрского Многорифового бассейна наблюдается замечательная картина. Над областями рифов имеются только видимые верхи майкопа, а межрифовые области имеют существенно более полные его разрезы. Учитывая, что отложения эоцена почти равномерно перекрывали всю область вала Шатского, можно сделать вывод, что существенные неровности рельефа с относительным подъемом участков над позднеюрскими рифами на величины до 500 мсек образовались в раннем майкопе. Только к концу майкопа все неровности дна были компенсированы осадками. На рисунке 6.4 показана структурная карта для подошвы (или низов) эоцена, которая графически повторяет карту подошвы майкопа. На ней ясно видны «внутримайкопские» структурные поднятия на вале Шатского (следует отметить, что фазы воздыманий этих поднятий были и после майкопа, но раннемайкопская была основной).

Для майкопского этапа можно сделать следующие основные выводы: (1) примерно на границе эоцена и олигоцена в обстановке сжатия началось резкое флексурное углубление Туапсинского прогиба до глубин не менее 500–1000 м; этот прогиб возник на месте эоценового шельфового моря с палеоглубинами не более 100–200 м; (2) в ходе раннего майкопа формировался флексурный Туапсинский краевой прогиб с синтетонической седиментацией; на этом фоне в области вала Шатского имели место синкомпрессионные вертикальные движения с выдавливанием ряда блоков с позднеюрскими рифами вверх на первые сотни метров; (3) в ходе позднего майкопа характер седиментации стал выравниваться на фоне слабых конседиментационных вертикальных движений, и осадки «запечатали» основные неровности в рельефе дна. В кровле майкопа (СК-6) обычно наблюдается четкая граница с локальными признаками эрозии на относительных поднятиях.





Палеогеографическая схема для раннего майкопа (без реконструкций трога Большого Кавказа)

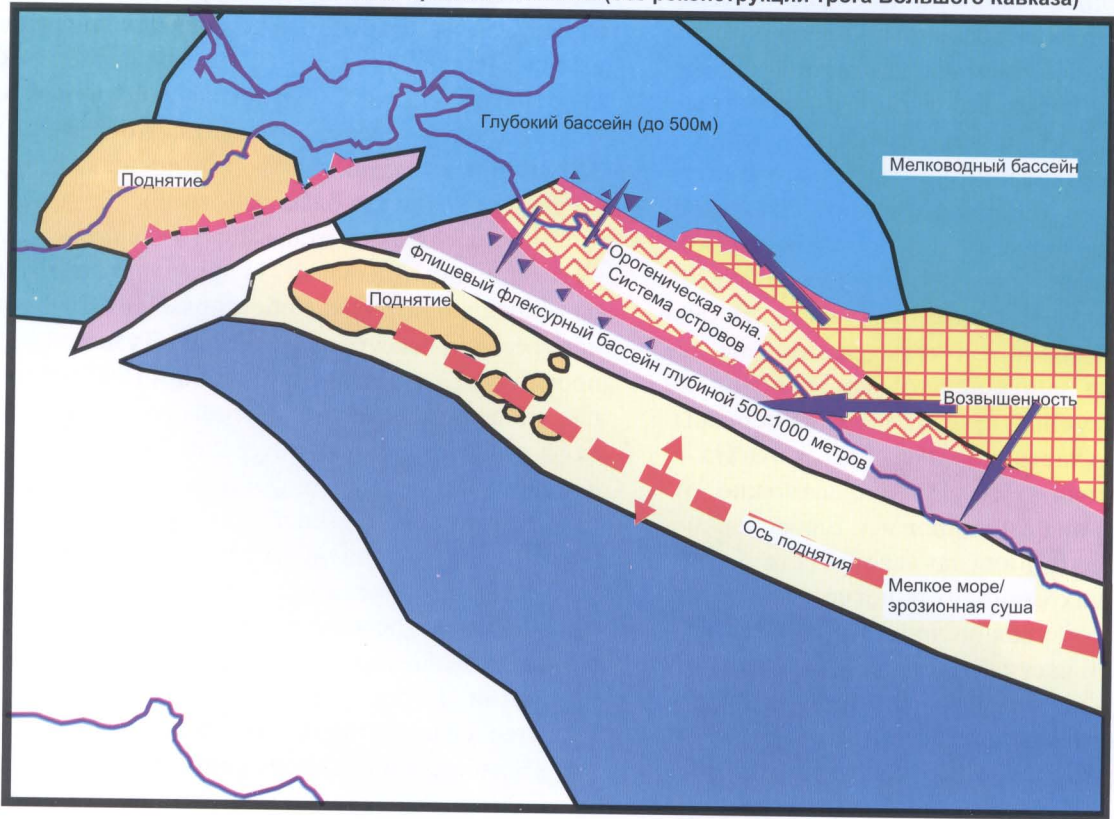


Рис. 6.5. Схема раннемайкопской палеогеографии. Стрелки показывают направление транспорта осадков

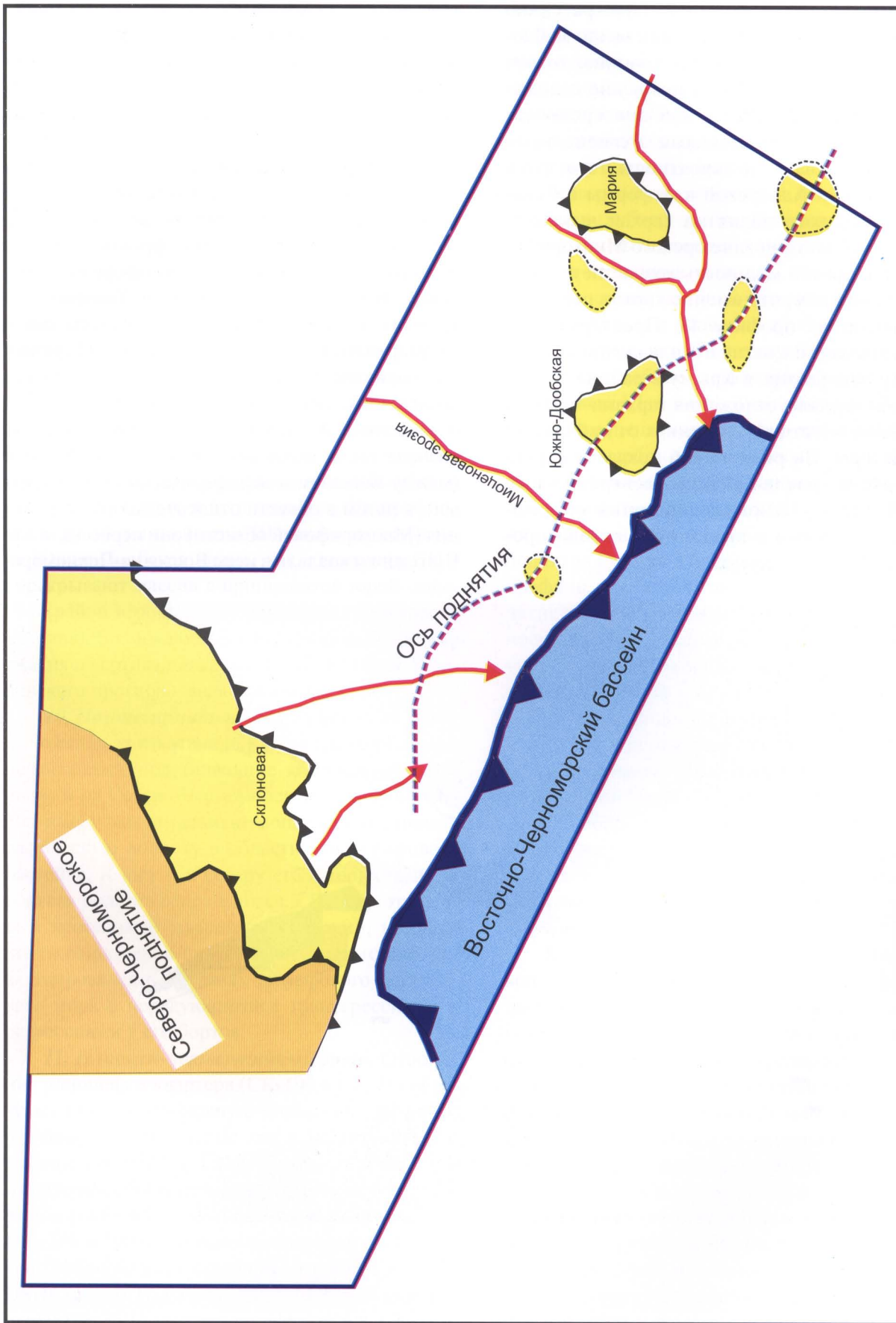


Рис. 6.6. Фрагмент структурной схемы по кровле майкопа для северной части вала Шатского



**7. Тарханский этап.** Отложения тархана (СК-7) с эрозионной границей трансгрессивно залегают на майкопе. Но так как выше майкопа часто имеется эрозионная граница, то нет ясности, везде ли именно тарханские отложения перекрывают майкоп, или они срезаются более молодыми отложениями. Региональные профили указывают на вероятность того, что в сторону Южно-Адлерской платформы и Северо-Черноморского поднятия тархан выклинивается, а в области позднеюрского Многогорифового бассейна его мощность возрастает. У нас нет ясности в том, что именно тархан перекрывает майкоп на профиле 43. Предтарханская фаза деформаций сжатия носила региональный характер. Например, в Крыму в районе Севастополя–Балаклавы отложения тархана–чокрака с размывом лежат на отложениях от майкопа до средней юры. На рисунке 6.6 показана структурная схема кровли майкопа в северной части вала Шатского. Основные поднятия сформировались в тархане и продолжали активизироваться до начала сармата.

**8. Чокрак-караган-конкский этап.** Отложения этого этапа (СК-8) образуют сложно устроенный осадочный чехол с системой палеоканьонов, заполненных осадками (вероятными палеореками). Начало этапа, по-видимому, знаменуется фазой вертикальных движений: область Северо-Черноморского поднятия стала относительно воздыматься, сходный процесс намечается и для Южно-Адлерской платформы. В то же время относительное погружение испытала область, параллельная современному фронту складок, и область позднеюрского Многогорифового бассейна. Вероятно, перед фронтом Туапсинского красного прогиба вдоль вала Шатского стало формироваться так называемое периферическое поднятие. Соответственно, на фоне общего воздымания, реки с Большого Кавказа (вместе с современной Туапсинской системой складок) сначала текли вдоль орогена Большого Кавказа (между Кавказом и периферическими поднятиями), а потом в области относительного погружения (Многогорифовой области) они пересекали вал Шатского и впадали в море Восточно-Черномор-

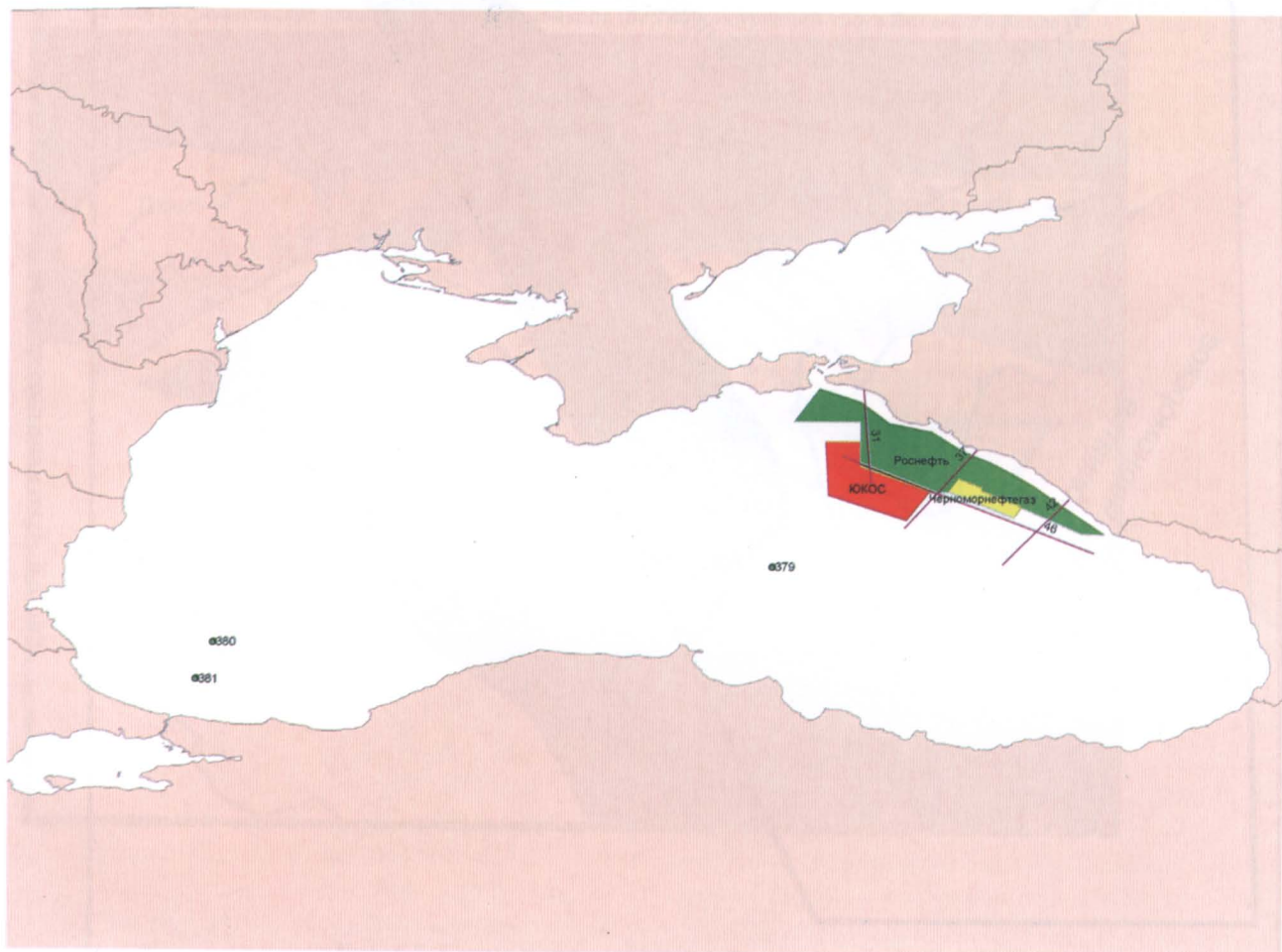


Рис. 6.7. Положение скважин глубоководного бурения в Черном море

кого бассейна. Соответственно, в Многорифовой области чокрак–конка могут быть представлены более полно (эта область могла быть аллювиальной равниной, которая многократно затоплялась морскими трансгрессиями), а в сторону Южно-Адлерской платформы и Северо-Черноморского поднятия роль фаз осушения и эрозии нарастает. Зона современных Туапсинских складок, вероятно, в основном была сушей.

**9. Ранне-среднесарматский этап.** Отложения этого этапа (СК-9) трансгрессивно перекрывают аллювиальные отложения. Некоторые эрозионные русла формировались во время периодов кратковременных регрессий в ходе формирования СК-9 (возможно, во время среднесарматского глобального эвстатического падения уровня моря). Отложения СК-9 имеют максимальное развитие в пределах Многорифовой области, а к северу и к югу от нее они трансгрессивно перекрывают склоны палеобассейна и местами, вероятно, выклиниваются. На профиле WBS–02–09 на поднятии Шатского на структуре Южно-Дообская видно, как отложения СК-9 перекрывают массив с приподнятой юрой–эоценом (район вероятного позднеюрского рифового массива). Возможно, и перед сарматом была фаза сжатия и вертикальных движений в районе Туапсинского прогиба – вала Шатского.

**10. Позднесармат–миоцено-понтский этап.** Отложения этого этапа (СК-10а) трансгрессивно перекрывают подстилающие комплексы, в том числе и на Северо-Черноморском поднятии. СК-10а имеет максимальную мощность и стратиграфическую полноту в области Многорифового бассейна. К югу и к северу его мощность и вероятная полнота сокращаются. СК-10а – это первый неогеновый комплекс отложений, который почти равномерно перекрывает территорию. Он формировался в условиях шельфового неглубокого моря с чередующимися трансгрессиями и регрессиями у его бортов.

**11. Плиоцен–четвертичный этап.** Отложения плиоцена и квартера (СК-10б и СК-11) образуют единую непрерывную четкослоистую серию морских осадков. Сейчас дно моря находится на глубине около 2 км. Стоит вопрос, а когда произошло такое значительное углубление бассейна, если в конце миоцена его глубина не превышала 100–200 м? В Черноморском бассейне пробурено три глубоководных скважины в рамках проекта DSDP (рис. 6.7). Разрез самой глубокой скважины DSDP–380А показан на рисунке 6.8. Скважи-

на DSDP–379 пробурена в Восточно-Черноморском бассейне, ее глубина 624,5 м. Положение этой скважины на региональном сейсмическом профиле показано на рисунке 6.9. Все скважины не вышли из четвертичных отложений, при этом характер отложений по разрезу принципиально не меняется (чередование глинистых и более карбонатных осадков); значит, вполне вероятно, что все четвертичные отложения формировались в условиях глубокого моря. В то же время сейсмическая запись отложений плиоцена сходна с таковой для отложений квартера. Можно допустить, что вся серия плиоцен–четвертичных осадков формировалась в условиях глубокого моря. Мы предполагаем, что в начале плиоцена началось крупномасштабное тектоническое погружение района вала Шатского – Туапсинского прогиба, и в ходе плиоцена–квартера формировались глубоководные карбонатно-глинистые осадки с отдельными горизонтами турбидитовых песчаников.

Отложения плиоцена–квартера вала Шатского – Туапсинского прогиба плавно переходят на поднятия Гудаута и Очамчири (см. региональный профиль, рис. 3.1). Стоит вопрос, а когда эти поднятия испытали воздымание (абсолютное или относительное)? Анализ региональных профилей указывает, что наиболее вероятно воздымание поднятия Гудаута и Очамчири шло в плиоцене–квартере синхронно с фазой быстрого погружения Черноморской впадины.

**12. Этапы формирования Туапсинской складчатой зоны Туапсинского прогиба.** Это особый вопрос, для решения которого требуется анализ всех сейсмических профилей, пройденных на этой территории. Мы можем предложить несколько фактов для определения времени деформаций.

В складках участвуют все отложения от майкопа до понта включительно как деформированные совместно, при этом в отложениях миоцена намечаются слабые конседиментационные деформации. То есть можно предполагать, что слабые складчатые конседиментационные деформации проявились в майкопе(?)–миоцене. Основная фаза складчатости имеет плиоценовый возраст и окончание в середине квартера. Так как антиклинальные складки выражены в современном рельефе дна и между антиклиналями залегают недеформированные новейшие осадки, то можно предполагать и современный рост складок. Причина складчатости явно имела тектонический характер и была обусловлена сжатием. При



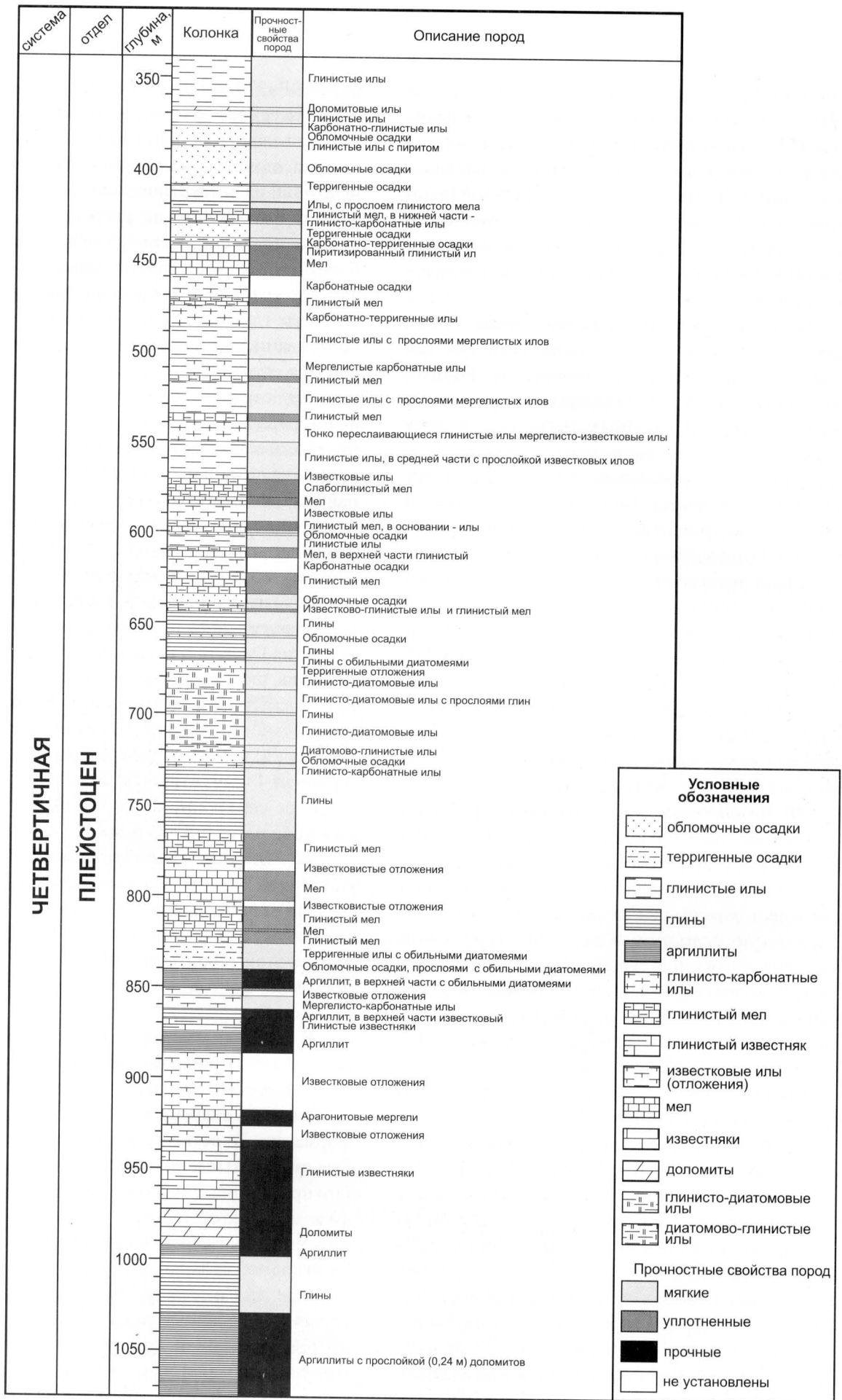


Рис. 6.8. Стратиграфический разрез скважины DSDP-380А

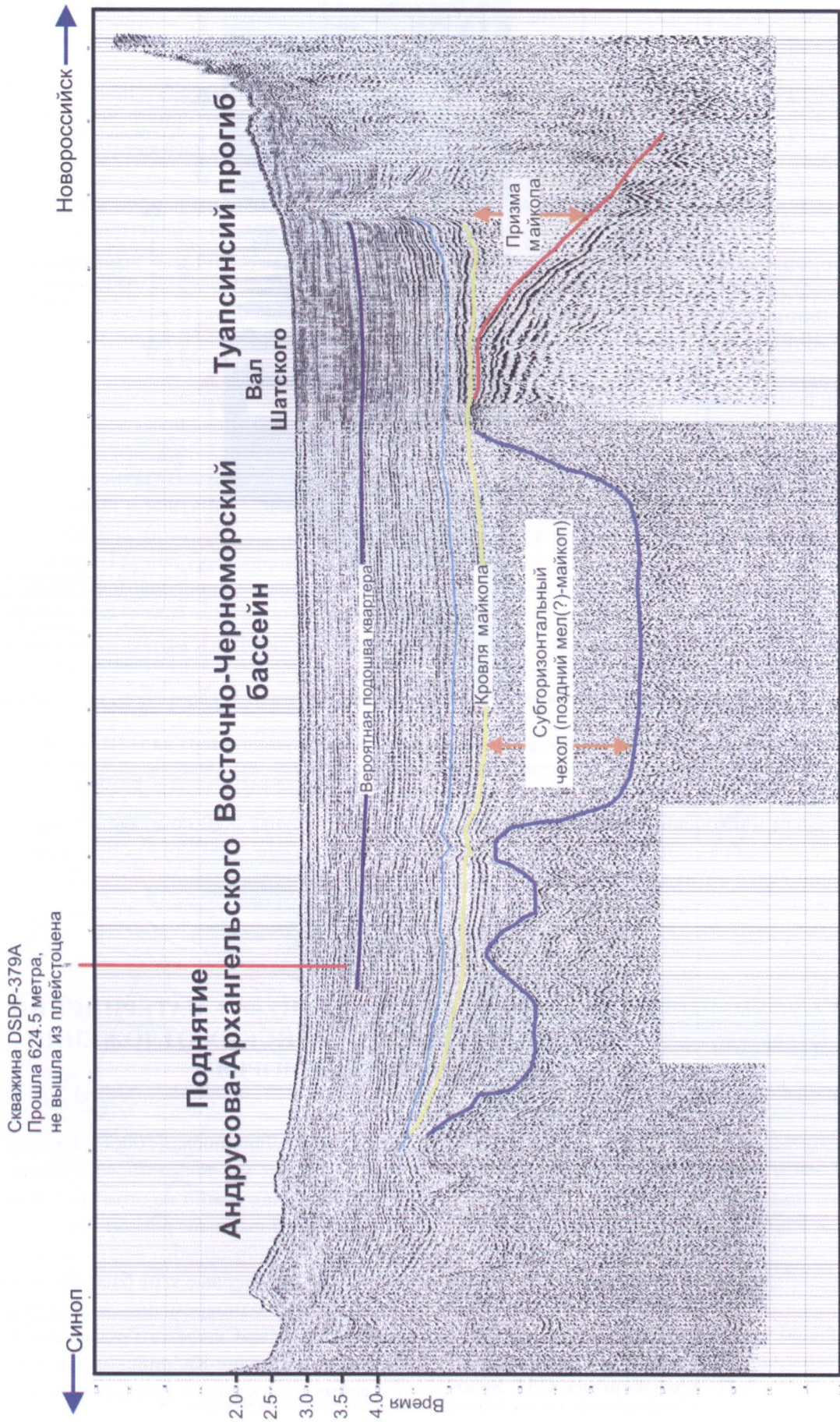


Рис. 6.9. Положение скважины DSDP-379 на региональном сейсмическом профиле



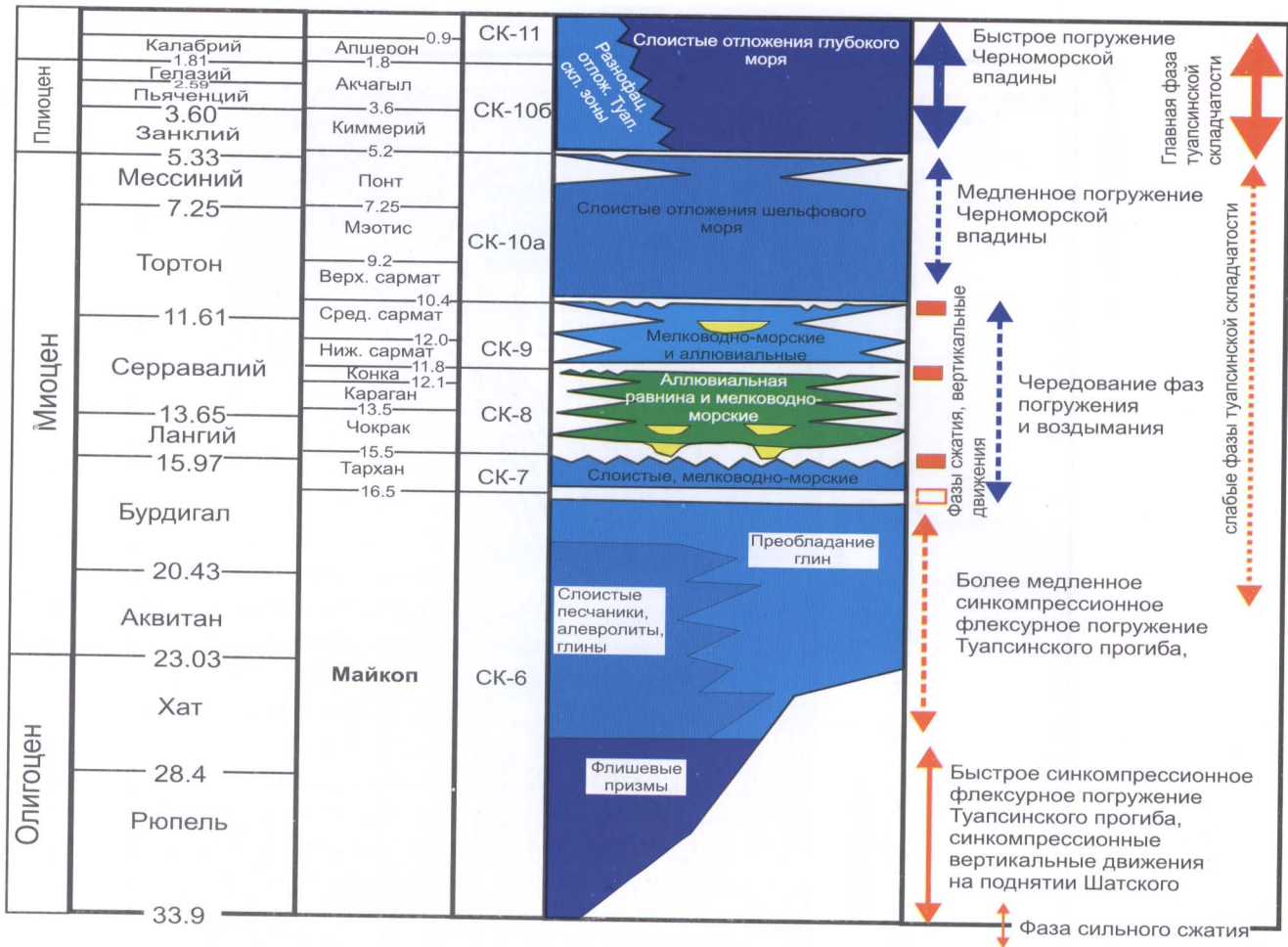


Рис. 6.10. Схема хроностратиграфии олигоцена, неогена, и квартера вала Шатского и Туапсинского прогиба

этом диапиризм майкопских глин только усилил скорость складкообразования и способствовал выталкиванию ядер антиклиналей вверх.

На рисунке 6.10 показана общая хроностратиграфическая схема отложений олигоцена–неогена–квартера.

## 7. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НЕФТЕМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ МЕЗОZOЙСКИХ И КАЙНОZOЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Восточное Причерноморье является важным регионом для изучения углеводородного потенциала Черноморского бассейна (см. рис. 1.4). В основу данного раздела положены результаты геохимического анализа образцов, собранных в 2004 году в 68 точках российской части Западного Кавказа и в Абхазии, с возрастными породами от ранней юры до олигоцена (рис. 7.1), и они изложены в статье О.К. Баженовой, Н.П. Фадеевой, А.М. Никишина, А.П. Афанасенкова, С.Н. Боло-

това и В.А. Лаврищева [2006]. Помимо анализа новых данных мы также провели обзор существующих исследований по этому региону.

Рассматриваемый регион является частью Восточно-Черноморского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Впервые этот бассейн был выделен И.О. Бродом одновременно с другими бассейнами Кавказско-Скифского региона – Азово-Кубанским и Средне-Каспийским. Все указанные бассейны относятся к категории нефтегазос-

ных бассейнов складчатых областей и характеризуются значительной общностью развития, что предопределило и особенности их нефтегазоносности.

Азово-Кубанский и Средне-Каспийский бассейны изучены достаточно хорошо, разработка месторождений ведется более 100 лет. Эти бассейны по существу являются родиной не только нефтедобывающей промышленности России, но и отечественной нефтяной геологии. Нефтегазоносность, так же как и нефтематеринские свиты, установлены по всему осадочному разрезу – от триаса до миоцена включительно.

В Восточно-Черноморском НГБ, основная часть которого располагается в акватории Черного моря, небольшие месторождения углеводородов (УВ) открыты только в пределах суши (Дообское, Прасковейское, Супсинское, Шромисубани-Цхалцминда, Восточное Чаладиди и др.). В то же время в континентальной и морской частях бассейна (южный склон Большого Кавказа, Западная Грузия, Восточные Понтиды) зафиксированы многочисленные нефте-, газо- и нафтидопроявления в виде капельно-жидкой нефти, асфальта, полужидкого и твердого битума, горючих газов, закированных песчаников, газогидратов, приуроченных к различным литологи-

ческим разностям мезокайнозойских отложений, что говорит о значительном углеводородном потенциале этого бассейна.

Целью проводимых исследований является оценка нефтематеринского потенциала мезозойских и кайнозойских отложений Юго-Западного Кавказа, прогнозируемых в разрезе черноморских структур: Туапсинском прогибе, вале Шатского, Восточно-Черноморской впадине. Непосредственно в этих акваториальных структурах геохимические исследования немногочисленны; однако исходя из геологического строения и истории развития этого региона представляется возможным оценить нефтематеринские свойства слагающего его осадочного разреза по сопредельным площадям континентальной части Восточно-Черноморского бассейна.

Проведенные нами аналитические исследования включали определение содержаний органического углерода  $C_{орг}$ , пиролиз Rock-Eval, газо-жидкостную хроматографию, хромато-масс-спектрометрию.

Юрско-меловые отложения окаймляют палеозойско-триасовое ядро Большого Кавказа. Юрские отложения выходят на поверхность в ядре мегантиклинория Большого Кавказа, на большей же части Черноморского региона они

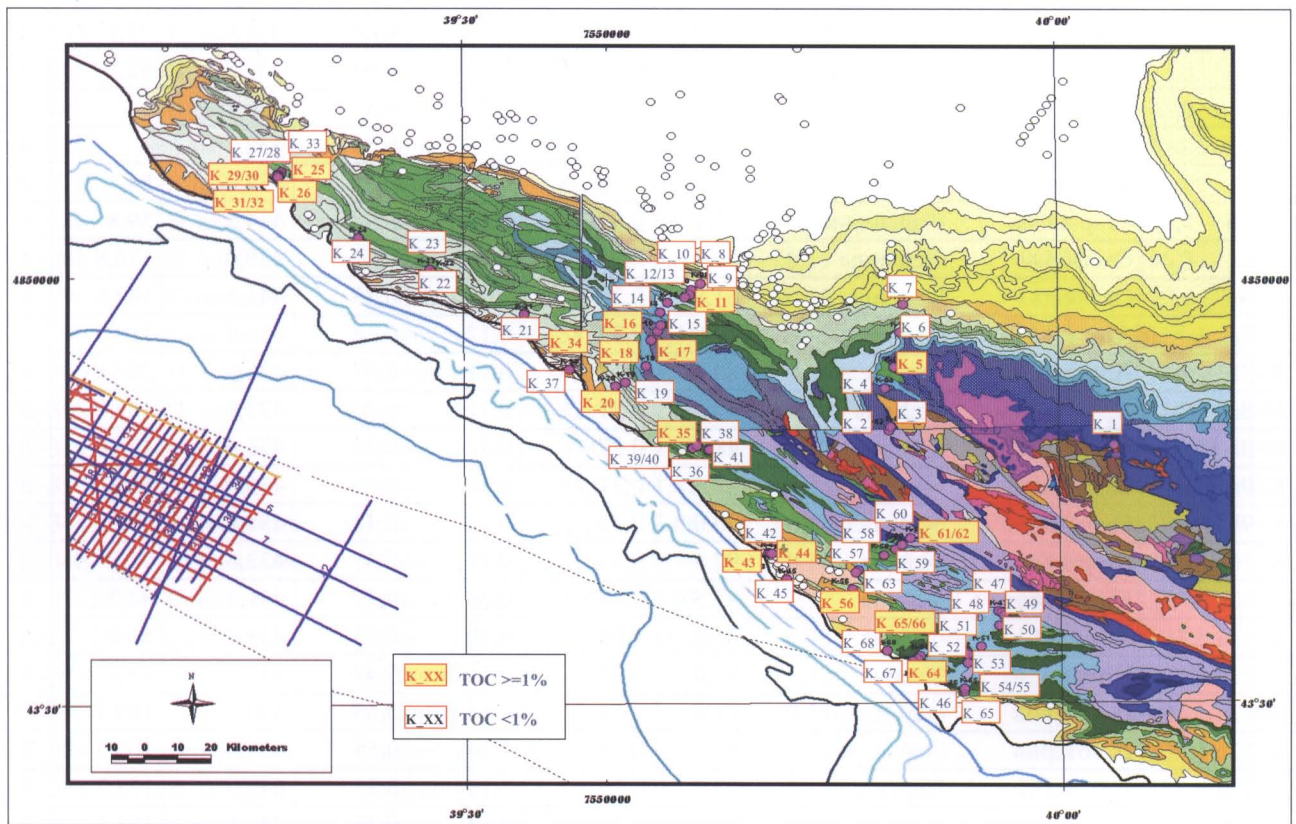


Рис. 7.1. Расположение точек взятия образцов на геохимические анализы



погружены на большие глубины (свыше 5–6 км в Западно-Кубанском, на южном склоне Западного Кавказа и вале Шатского и свыше 10–12 км и более – в Туапсинском прогибе и Восточно-Черноморской впадине).

#### Мезозойские отложения

Наиболее древними отложениями, обнажающимися на юго-западном замыкании Кавказа, являются породы нижне-среднеюрского (нерасчлененные) и аален–батского возраста. Они представлены терригенными преимущественно глинистыми образованиями, выходящими на поверхность в пределах юго-восточной части южного склона Кавказа (районы Новороссийск–Сочи).

Аргиллиты и алевролиты, представленные темно-серыми до черных разностями, характеризуются высокой плотностью (2,53–2,62 г/см<sup>3</sup>), рассланцованностью. Геохимические характеристики для всех литотипов рассматриваемых нижне- и среднеюрских отложений – содержания  $C_{\text{орг}}$  и хлороформенного битумоида (ХБА), величины генетического потенциала ( $S_1+S_2$ ) и водородного индекса (НИ), отражающие потенциал породы и ОВ, варьируют довольно резко:  $C_{\text{орг}}=0,12–3,25\%$ , мода – 0,78%, ХБА=0,007–0,082%, ( $S_1+S_2$ )=0,4–1,8кг УВ/т породы, НИ=60–275 мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$  (табл. 7.1-7.3). Высокая плотность глинистых разностей в комплексе с геохимическими показателями указывают на значительную выработанность керогена и относительно высокую степень

Таблица 7.1

Содержание  $C_{\text{орг}}$  (ТОС) и параметры Rock-Eval для образцов пород Западного Кавказа

№ образца	Возраст породы	Литология	**НОП, вес %	$C_{\text{орг}}$ (ТОС), вес. %	* $S_1$	$S_2$	$T_{\text{max}}$ (°C)	НИ
К-1a	J <sub>1</sub>	песчаник	70,0	0,12	0,15	0,33	412,7	275,0
К-1b	J <sub>1</sub>	песчаник	80,0	0,15	0,16	0,35	358,8	233,3
К-2a	Тоар	сланцы	85,0	0,59	0,15	0,33	359,7	55,9
К-2b	Тоар	сланцы	90,0	0,67	0,15	0,34	381,9	50,7
К-3a	Плинсбах	сланцы	87,5	0,60	0,12	0,27	368,7	45,0
К-3b	Плинсбах	сланцы	85,0	0,75	0,12	0,26	342,3	34,7
К-4a	Байос	аргиллит	92,0	0,93	0,14	0,68	438,1	73,1
К-4b	Байос	аргиллит	92,5	0,78	0,14	0,64	439,2	82,1
К-4e	Байос	песчаник	82,9	0,05	0,15	0,35	446,4	–
К-4f	Байос	песчаник	84,3	0,08	0,15	0,35	432,2	–
К-5a	Тоар-аален	аргиллит	85,7	0,96	0,16	0,81	433,0	84,4
К-5b	Тоар-аален	аргиллит	87,1	0,97	0,10	0,58	434,5	59,8
К-6a	Оксфорд	сланцы	59,0	0,24	0,11	0,41	439,4	170,8
К-6b	Оксфорд	сланцы	61,8	0,23	0,12	0,33	441,2	143,5
К-7a	Апт	мергель	79,0	0,32	0,12	0,38	426,8	118,8
К-7b	Апт	мергель	80,0	0,18	0,11	0,37	426,5	205,6
К-8a	K <sub>2</sub>	глины	49,2	0,21	0,11	0,30	427,9	142,8
К-8b	K <sub>2</sub>	глины	48,6	0,27	0,13	0,34	426,5	125,9
К-9a	Баррем-апт	аргиллит	87,5	0,71	0,12	0,40	436,0	56,3
К-9b	Баррем-апт	аргиллит	90,0	0,71	0,12	0,42	438,6	59,2
К-10a	Баррем-апт	глина	92,5	0,45	0,11	0,35	432,6	77,8
К-10b	Баррем-апт	глина	87,5	0,38	0,09	0,32	431,7	84,2
К-11a	Готерив	глина	85,7	<b>1,06</b>	0,10	0,55	433,7	51,9
К-11b	Готерив	глина	85,0	0,97	0,11	0,48	437,3	49,5
К-12a	Н. готерив	аргиллит	88,6	0,53	0,13	0,58	440,2	109,4
К-12b	Н. готерив	аргиллит	85,7	0,55	0,14	0,58	437,4	105,5
К-13a	J <sub>3</sub>	аргиллит	47,1	0,19	0,13	0,33	445,9	173,7
К-13b	J <sub>3</sub>	аргиллит	64,0	0,26	0,14	0,36	441,8	138,5
К-14a	Байос	сланцы	85,7	0,43	0,22	0,65	455,8	151,2

продолжение таблицы 7.1

№ образца	Возраст породы	Литология	**НОП, вес %	C <sub>орг</sub> (ТОС), вес. %	*S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub> (°C)	HI
K-14b	Байос	сланцы	85,0	0,49	0,23	0,68	456,5	138,8
K-15a	аален	аргиллит	88,0	0,76	0,20	0,63	458,3	82,9
K-15b	Аален	аргиллит	87,5	0,78	0,19	0,59	459,9	75,6
K-16a	Аален-байос	аргиллит	85,0	<b>1,34</b>	0,16	1,10	443,9	82,1
K-16b	Аален-байос	аргиллит	85,0	<b>1,10</b>	0,25	1,37	443,9	124,5
K-17a	Аален	аргиллит	85,0	<b>1,06</b>	0,22	0,68	465,4	64,2
K-17b	Аален	аргиллит	87,5	<b>1,13</b>	0,22	0,68	458,3	60,2
K-18a	Аален	аргиллит	90,0	<b>1,79</b>	0,26	1,49	438,8	83,2
K-18b	Аален	аргиллит	87,5	<b>1,58</b>	0,22	1,11	437,5	70,3
K-20a	Апт-альб	глина	86,0	0,72	0,13	0,40	429,2	55,6
K-20b	Апт-альб	глина	90,0	<b>1,25</b>	0,14	0,50	429,4	40,0
K-21a	Сеноман(?)	глина	46,4	0,39	0,15	0,57	436,5	146,2
K-21b	Сеноман(?)	глина	47,5	0,38	0,15	0,58	434,6	152,6
K-22a	Альб	глина	92,0	0,31	0,18	0,53	446,1	171,0
K-22b	Альб	глина	88,0	0,36	0,17	0,42	429,6	116,7
K-23a	Альб	глина	88,0	0,69	0,16	0,53	437,8	76,8
K-23b	Альб	глина	88,0	0,70	0,16	0,53	438,7	75,7
K-24a	Сеноман	глина	61,4	0,26	0,15	0,43	437,6	165,4
K-24b	Сеноман	глина	62,5	0,24	0,16	0,43	438,6	179,2
K-24-2a	Сеноман	глина	53,8	0,35	0,17	0,56	435,2	160,0
K-24-2b	Сеноман	глина	50,0	0,27	0,10	0,36	435,3	133,3
K-25a	Н. апт	глина	95,0	<b>1,21</b>	0,11	0,44	433,2	36,4
K-25b	Н. апт	глина	95,0	<b>1,37</b>	0,12	0,50	431,5	36,5
K-26a	Н. апт	глина	92,5	<b>1,03</b>	0,16	0,76	446,6	73,8
K-26b	Н. апт	глина	92,5	0,89	0,16	0,65	448,2	73,0
K-27a	Альб	глина	86,3	0,49	0,16	0,61	445,2	124,5
K-27b	Альб	глина	86,3	0,55	0,17	0,63	445,8	114,5
K-28a	В. альб	глина	85,0	0,85	0,14	0,53	447,2	62,4
K-28b	В. альб	глина	87,5	0,87	0,15	0,58	443,3	66,7
K-29a	Сеноман	глина	62,0	0,45	0,13	0,34	445,5	75,6
K-29b	Сеноман	глина	58,6	0,35	0,13	0,40	444,6	114,3
K-30a	В. альб	аргиллит	85,0	<b>1,74</b>	0,26	1,62	441,4	93,1
K-30b	В. альб	аргиллит	82,5	<b>1,39</b>	0,26	1,59	441,7	114,4
K-32a	Сеноман	тем. сланцы	95,0	<b>1,08</b>	0,13	1,26	438,4	116,7
K-32b	Сеноман	тем. сланцы	95,0	<b>1,41</b>	0,14	1,97	436,6	139,7
K-34a	В. палеоцен	глина	81,4	<b>1,06</b>	0,11	0,96	427,8	90,6
K-34b	В. палеоцен	глина	81,7	0,96	0,11	0,92	428,1	95,8
K-35-2a	Сеноман	тем. сланцы	95,0	8,08	1,32	44,88	426,2	555,4
K-35-2b	Сеноман	тем. сланцы	95,0	<b>10,20</b>	1,73	70,56	425,5	691,8
K-37a	Альб	аргиллит	77,0	0,16	0,12	0,32	436,2	200,0
K-37b	Альб	аргиллит	77,0	0,17	0,13	0,33	440,5	194,1
K-38a	В. готерив	аргиллит	85,6	0,32	0,15	0,43	448,2	134,4
K-38b	В. готерив	аргиллит	82,2	0,35	0,15	0,45	452,4	128,6
K-39a	Альб	аргиллит	88,0	0,28	0,15	0,39	435,0	139,3
K-39b	Альб	аргиллит	88,0	0,35	0,12	0,30	435,4	85,7



№ образца	Возраст породы	Литология	**НОП, вес %	C <sub>орг</sub> (ТОС), вес. %	*S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub> (°C)	НП
К-40а	Апт(?)	аргиллит	96,0	0,84	0,12	0,64	437,2	76,2
К-40б	Апт(?)	аргиллит	92,5	0,88	0,14	0,83	435,1	94,3
К-41а	Н. готерив	аргиллит	79,0	0,43	0,11	0,38	447,3	88,4
К-41б	Н. готерив	аргиллит	78,9	0,44	0,12	0,42	441,3	95,5
К-42а	Эоцен, мамыка	глина	82,0	0,78	0,13	2,13	428,8	273,1
К-42б	Эоцен, мамыка	глина	85,6	0,96	0,12	1,54	431,6	160,4
К-43а	В. эоцен, навагинская св.	тем. сланцы	87,5	<b>9,39</b>	0,27	37,17	420,7	395,8
К-43б	В. эоцен, навагинская св.	тем. сланцы	87,5	<b>9,80</b>	0,38	54,38	416,7	554,9
К-44а	В. эоцен, навагинская св.	тем. сланцы	88,0	<b>7,04</b>	0,59	55,60	414,6	789,8
К-44б	В. эоцен, навагинская св.	тем. сланцы	78,6	<b>7,84</b>	0,60	50,02	416,4	638,0
К-44-1а	В. эоцен, навагинская св.	глины	50,0	<b>1,56</b>	0,16	3,67	426,6	235,3
К-44-1б	В. эоцен, навагинская св.	глины	48,2	<b>1,57</b>	0,16	3,75	426,7	238,9
К-44-1б	В. эоцен, навагинская св.	глины	48,2	<b>1,45</b>	0,17	3,65	426,3	251,7
К-45а	Олигоцен	глина	80,0	0,87	0,14	0,66	432,4	75,9
К-45б	Олигоцен	глина	78,3	0,67	0,14	0,59	434,2	88,1
К-46а	Неоком	известняк	0,95	0,07	0,12	0,35	435,0	—
К-46	Неоком	известняк	0,56	0,005	0,14	0,37	444,2	—
К-48а	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,12	0,27	349,7	—
К-48б	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,09	0,20	325,2	—
К-50а	J3	известняк	0	—	0,11	0,28	389,0	—
К-50а	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,11	0,24	341,8	—
К-50б	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,11	0,25	358,4	—
К-50б	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,12	0,30	341,6	—
К-51а	J <sub>3</sub>	известняк	3,6	0,15	0,12	0,37	424,8	246,7
К-51б	J <sub>3</sub>	известняк	3,8	0,09	0,12	0,28	439,9	—
К-52а	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	3,0	0,18	0,15	0,60	428,8	333,3
К-52б	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	5,5	0,24	0,17	0,94	428,3	391,7
К-53а	J <sub>3</sub>	известняк	1,0	0,06	0,18	0,91	428,3	—
К-53б	J <sub>3</sub>	известняк	0,95	0,03	0,14	0,32	376,1	—
К-55а	Валанжин	известняк	0	—	0,14	0,80	428,4	—
К-55б	Валанжин	известняк	3,8	0,53	0,16	1,39	426,4	262,3
К-55-1а	Готерив	известняк	0	—	0,13	0,29	364,7	—
К-55-1б	Готерив	известняк	0	—	0,14	0,31	323,1	—
НК-56	Олигоцен	песчаник	62,5	<b>1,41</b>	1,81	6,55	421,8	464,5
НК-56а	Олигоцен	песчаник	73,8	0,56	0,17	0,73	432,3	130,4
НК-56б	Олигоцен	песчаник	71,3	0,69	0,17	0,59	432,3	85,5
НК-56	Олигоцен	песчаник	39,2	0,62	0,26	1,01	434,4	162,9
НК-56	Олигоцен	песчаник	51,1	0,94	3,18	11,47	431,3	—
НК-56	Олигоцен	песчаник	58,8	0,87	1,36	5,60	423,7	643,7
НК-56(2)	Олигоцен	песчаник	60,0	0,09	0,08	0,21	431,9	—
К-57а	J <sub>3</sub>	известняк	0	—	0,10	0,22	363,4	—

№ образца	Возраст породы	Литология	**НОП, вес %	C <sub>орг</sub> (ТОС), вес. %	*S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub> (°C)	НИ
К-57b	J <sub>3</sub>	известняк	0	–	0,11	0,26	357,6	–
К-58a	Альб(?)	аргиллит	85,0	0,69	0,10	0,26	373,1	37,7
К-58b	Альб(?)	аргиллит	90,0	0,65	0,11	0,26	390,7	40,01
К-59a	Титон(?)	аргиллит	63,0	0,29	0,12	0,32	430,5	110,3
К-59b	Титон(7)	аргиллит	62,5	0,27	0,11	0,28	408,0	103,7
К-60a	Байос	аргиллит	76,0	0,87	0,12	0,26	351,8	29,9
К-60b	Байос	аргиллит	82,0	0,40	0,13	0,27	377,1	67,5
К-61a	Бат	аргиллит	80,0	0,80	0,13	0,28	357,2	35,0
К-61b	Бат	аргиллит	78,0	0,74	0,13	0,28	376,1	37,8
К-62a	Аален	сланцы	88,0	0,92	0,12	0,26	373,2	28,3
К-62b	Аален	сланцы	90,0	<b>1,11</b>	0,12	0,26	368,0	23,4
К-63a	Олигоцен	глина	75,0	<b>1,81</b>	0,27	4,64	431,2	256,4
К-63b	Олигоцен	глина	70,0	<b>1,77</b>	0,27	4,99	431,1	281,9
К-64a	J <sub>3</sub>	известняк	6,50	0,59	0,11	0,50	433,0	84,7
К-64b	J <sub>3</sub>	известняк	0,91	0,11	0,13	1,33	433,9	–
НК-65	J <sub>3</sub>	известняк	0	–	0,21	0,75	435,8	–
К-65a	J <sub>3</sub>	известняк	0	–	0,09	0,25	441,8	–
К-65b	J <sub>3</sub>	известняк	1,43	0,15	0,09	0,25	442,8	166,7
НК-65	J <sub>3</sub>	известняк	2,20	0,06	0,18	0,50	434,2	–
НК-65	J <sub>3</sub>	известняк	3,53	0,16	0,20	0,57	437,3	356,3
НК-66	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	3,18	0,86	0,57	1,01	455,1	117,4
К-66a	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	2,27	0,33	0,14	0,40	457,7	121,2
К-66b	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	1,90	0,35	0,14	0,39	458,8	111,4
НК-66	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	2,29	<b>1,21</b>	1,63	2,83	451,7	233,9
НК-66	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	1,43	0,75	0,58	1,08	451,1	144,0
К-67a	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	0	–	0,10	0,23	345,8	–
К-67b	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>	известняк	0	–	0,11	0,27	377,7	–
К-68a	Апт-альб(?)	известняк	0	–	0,10	0,24	365,4	–
К-68b	Апт-альб(?)	известняк	0	–	0,09	0,22	373,3	–

\*S<sub>1</sub> – мг УВ/г породы, S<sub>2</sub> – мг УВ/г породы, НИ – мг УВ/г C<sub>орг</sub>, \*\*НОП – нерастворимый в 10% HCl остаток породы

его преобразованности (градации катагенеза не ниже МК<sub>3</sub>–МК<sub>4</sub>). Это подтверждается также и низкими значениями битумоидного коэффициента β (ХБ\*100/C<sub>орг</sub>)=1–10% (мода 2–3%); они указывают на остаточный характер битумоидов, причем эти значения несколько выше в среднеюрских породах, чем в нижне-среднеюрских нерасчлененных отложениях. Значения битумоидного коэффициента β=6–10% и водородного индекса НИ=125–275 мг УВ/г C<sub>орг</sub> характерны для сингенетичных битумоидов, близких к исходным, они чаще встречаются в среднеюрских (байосс-батских) глинистых отложениях. Такой характер распределения геохимических параметров указыва-

ет на меньшую степень выработанности керогена среднеюрских пород по сравнению с нижележащими нижнеюрскими отложениями. Диапазон значений T<sub>max</sub> 432–460°C пиролиза среднеюрских отложений в разных разрезах Большого Кавказа отвечает градациям катагенеза МК<sub>1</sub>–МК<sub>3</sub>, т.е. они находятся в главной зоне нефтеобразования (ГЗН), но преимущественно на ее завершающих этапах (T<sub>max</sub>=432–457°C, среднее 445°C – в батбайосских отложениях и 438–460°C, среднее 450°C – в аален-тоарских породах). Следовательно, катагенез нижнеюрских пород еще выше и они находятся, очевидно, на градациях катагенеза не менее МК<sub>4</sub>–МК<sub>5</sub>.



Характеристика нефтематеринского потенциала осадочных отложений Восточно-Черноморского НГБ

Возраст	Отдел, ярус, серия, свита	Район	Литология	Тип керогена	C <sub>орг</sub> <sup>г</sup> %	S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub> , кг УВ/г породы	Н <sub>1</sub> , мг УВ/г C <sub>орг</sub>	T <sub>max</sub> , °C	PI (S <sub>1</sub> /S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub> )
олигоцен-миоцен	майкопская	Прогиб Сорокина	глины	II - III	0,4-6,5	0,7-12,9	86-335	420-434	0,06-0,28
		1,83 (16)			3,61	150	427	0,14	
		0,34-3,31			1,6-2,9	188-236	423-437	0,06-0,28	
эоцен	Южный склон, р. Мзымта	Сочи-Адлер	карбонатно-глинистые	I - II	1,04	2,3	212	430	0,14
					0,67-1,81	0,7-5,3	76-282	431-437	0,05-0,19
					1,28 (8)	2,95	176	432	0,12
палеоцен	средний, мамыская	Сочи-Адлер, южный склон	глины	III	7,04-9,8	37,4-56,2	396-790	415-421	0,01-0,07
					8,52 (4)	50	595	417	0,03
					0,4-0,96	0,4-2,3	151-273	415-434	0,05-0,07
мел	верхний	р. Псеуапсе	глины	III	0,68 (4)	1,38	193	428	0,06
					0,96-1,06	1,0-1,1	91-96	428	0,11-0,12
					1,01 (2)	1,05	94	426	0,11
юр	верхняя	р. Псеуапсе, р. Мзымта	аргиллит темный	I - II	8,1-10,2	46-72	554-692	427-446	0,07-0,28
					9,1 (2)	59	623	436	0,22
					0,16-1,41	0,4-2,1	76-179	427-452	0,14-0,29
юр	альб-апт	Осевая зона, южный склон	мергель, известняк, аргиллит	III	0,45 (13)	0,77	138	436	0,22
					0,7-2,8	0,4-1,9	36-206	427-452	0,14-0,29
					0,84 (53)	0,68	97	438	0,22
юр	неоком	Северный и южный склоны, осевая зона	мергель, известняк, аргиллит	III	0,07-2,11	0,4-0,7	49-134	432-452	0,15-0,26
					0,7 (16)	0,56	83	440	0,22
					0,33-0,35	0,53-0,54	111-121	455-459	0,26
юр	верхняя	р. Жове-Квара	известняки	I	0,34 (2)	0,54	116	457	0,26
					0,18-0,24	0,75-1,1	333-392	428-429	0,15-0,2
					0,21 (2)	0,93	363	429	0,18
юр	бат-байос	р. Мзымта, р. Жове-Квара	извест. сланцы	III	0,15-0,59	0,34-0,61	85-167	431-443	0,18-0,27
					0,34 (3)	0,46	121	436	0,24
					0,43-0,49	0,87-0,91	139-151	457	0,25
юр	байос, аален	Север. склон, осевая зона, р. Мзымта	аргиллит	I	0,46 (2)	0,89	145	457	0,25
					0,76-1,06	0,78-0,9	64-83	456-460	0,24
					0,87 (3)	0,84	74	458	0,24
юр	байос-аален, аален, тоар	Северный склон, осевая зона	аргиллит	III	0,93-1,79	0,68-1,75	60-125	433-444	0,13-0,17
					1,24 (7)	1,2	82	439	0,15
					0,12-3,25	0,38-0,51	35-275	-	0,31-0,32
юр	тоар, плинсбах	Северный склон, р. Мзымта	аргиллит	II - III	1,14 (9)	0,46	115	-	0,31

Таблица 7.3.

## Координаты точек взятия образцов

Точка	Широта	Долгота
К,-01	43,94665897	40,96020699
К-02	43,99834514	40,13532043
К-03	44,00796890	40,14165044
К-04	44,11914647	40,12214541
К-05	44,18099821	40,15743792
К-06	44,28117871	40,18062830
К-07	44,36220288	40,19391596
К-08	44,42713916	39,44323540
К-09	44,42044444	39,38497222
К-10	44,40971553	39,41128492
К-11	44,39369738	39,40447211
К-12	44,38802719	39,38487589
К-13	44,37181056	39,32169914
К-14	44,34503138	39,29493070
К-15	44,30679381	39,29829419
К-16	44,28898931	39,28377807
К-17	44,26427543	39,26156938
К-18	44,18820262	39,24121678
К-19	44,14056659	39,16693032
К-20	44,12894189	39,12948132
К-21	44,33664143	38,79049301
К-22	44,46072042	38,44839334
К-23	44,46615994	38,43878567
К-24	44,55591738	38,17124605
К-25	44,74325359	37,88224339
К-26	44,73458469	37,87749588
К-27	44,73387122	37,87297904
К-28	44,73169863	37,87210464
К-29	44,73473489	37,86638081
К-30	44,73540008	37,86637545
К-31	44,73322213	37,86679924
К-32	44,73210096	37,86598384
К-33	44,72804010	37,86768436
К-34	44,17750061	38,95910203

Точка	Широта	Долгота
К-35	43,95026922	39,41092551
К-36	43,95006537	39,41329122
К-37	43,94976497	39,41445529
К-38	43,94574702	39,47315276
К-39	43,96395385	39,43238318
К-40	43,96143258	39,43000674
К-41	43,95555317	39,42913234
К-42	43,64633739	39,69012737
К-43	43,64405751	39,69504654
К-44	43,64334405	39,70150530
К-45	43,56844604	39,75565910
К-46	43,23996663	40,39693236
К-47	43,47180605	40,52615583
К-48	43,46738040	40,53650916
К-49	43,45903873	40,54679275
К-50	43,43034446	40,52601099
К-51	43,36915255	40,45843542
К-52	43,35097790	40,41156113
К-53	43,34540963	40,41263402
К-54	43,32338870	40,41042387
К-55	43,24836731	40,39736152
К-56	43,53925824	39,99591529
К-57	43,59399140	40,01774848
К-58	43,63682091	40,10983408
К-59	43,65288734	40,15288889
К-60	43,66808474	40,17805338
К-61	43,66593361	40,17823577
К-62	43,68613601	40,20912409
К-63	43,58725905	40,00711083
К-64	43,33219707	40,22464871
К-65	43,34472835	40,23630559
К-66	43,33634377	40,22683203
К-67	43,32985818	40,21113575
К-68	43,35959315	40,11835814

Генетический тип ОВ – смешанный, что подтверждается и углеводородными показателями. Для ОВ ниже-среднеюрских нерасчлененных отложений характерно следующее распределение стеранов  $C_{27}:C_{28}:C_{29} = 41:27:32$ , доминирование холестана  $C_{27}$  указывает на значительное участие альгогенной составляющей в формировании исходного ОВ. Для среднеюрских отложений отмечено более равномерное распределение стеранов  $C_{27}:C_{28}:C_{29} = 31:37:32$ , иногда с преобладанием этилхолестана ( $C_{29}$ ), что характерно для отложений нормального морского бассейна, в котором основными биопродуцентами являлся морской фитопланктон ( $C_{28}/C_{29} = 0,5-1$ ), но вклад терригенного ОВ так же заметен. Для обоих комплексов юрских отложений южного склона Кавказа отмечается присутствие редко встречающегося гопана – 28-трисноргопана.

Практически во всех образцах юрских отложений фитан преобладает над пристаном, максимум распределения n-алканов лежит в области  $C_{16}-C_{18}$ , что указывает на накопление ОВ в нормальном морском бассейне, куда также поступало и континентальное ОВ. Соотношение различных биопродуцентов в разные отрезки времени и в различных частях бассейна были неодинаковы, но морское ОВ преобладает практически во всех изученных образцах. Алкановые и стерановые показатели зрелости свидетельствуют о том, что ОВ в основном прошло пик «нефтяного окна». Стерановые индексы зрелости:

$$K^1 = S/(S+R) = 0,4-0,56 (\text{lim } 0,55);$$

$$K^2 = \beta\beta/(\alpha R + \beta\beta) = 0,6-0,8 (\text{lim } 0,86);$$

$$K^3 = \beta\beta/[\alpha(S+R) + \beta\beta] = 0,6-0,7 (\text{lim } 0,71);$$

$C_{29}(\text{dia/reg}) = 0,2-0,9$  – все эти коэффициенты характерны для ОВ отложений, находящихся



в нижней части ГЗН; наиболее преобразованы породы ниже-среднеюрского комплекса.

Нефтепроизводящий характер ниже-среднеюрских пород подтверждается наличием миграционных УВ, установленных в аргиллитах батского яруса на р. Мзымта и нижней юры на северном склоне Большого Кавказа. Для них характерны чрезвычайно низкие значения  $T_{\max} = 342\text{--}382^\circ\text{C}$  и высокие индексы превращенности  $PI (S_1/S_1+S_2) = 0,31\text{--}0,32$ , не соответствующие уровню преобразования основной части пород.

Близкие содержания ОВ и битумоидов отмечаются в аргиллитах нижней и средней юры в восточной части Восточно-Черноморского НГБ (Рионский межгорный прогиб) –  $C_{\text{орг}} = 0,5\text{--}2\%$ , ХБ =  $0,02\text{--}0,08\%$ . Более высоким нефтематеринским потенциалом обладают породы нижней юры – с ними связывают естественные нефтепроявления, как, например, в районе Лессе и других районах на востоке Южной Осетии [Лалиев, 1964]. Остаточный потенциал ОВ (т.е. после его деструкции в процессе ГФН) пород среднеюрского комплекса характеризуется как газоматеринский, значительно ниже – как нефтематеринский.

Согласно данным [Robinson et al., 1996], породы нижней юры, отобранные из обнажений около Байбурта (Восточные Понтиды), характеризуются сравнительно низкими содержаниями ОВ ( $C_{\text{орг}} = 0,12\text{--}1,53\%$ ) и высокой степенью преобразованности ( $R^\circ = 0,82\text{--}1,3\%$ ,  $T_{\max} = 470^\circ\text{C}$ ), т.е. эти отложения уже прошли уровень «нефтяного окна». Вследствие этого фиксируются низкие значения  $HI = 3\text{--}290$  мг УВ/г ТОС, но они также характеризуют остаточное ОВ. Если учесть возможную эмиграцию УВ, то исходный потенциал мог составлять не менее 500 мг УВ/г ТОС (при коэффициенте эмиграции около 0,6) и, следовательно, исходное ОВ относилось к керогену II типа.

Верхнеюрские отложения региона – в основном карбонатные, с пачками терригенных пород, резко различные по геохимическому облику. Эвапоритовые верхнеюрские толщи вскрыты скважинами В. Чаладиди–18, Очамчири–4 и др. (Рионский прогиб). Условия нефтеобразования в пределах южного склона Большого Кавказа были неблагоприятными – на большей части территории в позднеюрское время существовал лагунно–континентальный бассейн, что предопределило переменные окислительно-восстановительные обстановки в седименто- и диагенезе, а следовательно, и заметный разброс концентраций ОВ и битумоидов:  $C_{\text{орг}} = 0,2\text{--}2,2\%$ ,  $(S_1+S_2) =$

$0,5\text{--}4,5$  кг УВ/т породы,  $HI = 85\text{--}356$  мг УВ/г ТОС,  $T_{\max} = 428\text{--}459^\circ\text{C}$ . Данные показатели указывают на различные величины генетического потенциала ОВ и его реализованность: в целом потенциал ОВ низкий (средние значения –  $C_{\text{орг}} = 0,3\%$ ,  $[S_1+S_2] = 0,6$  кг УВ/т породы,  $HI = 200$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ , см. табл. 7.1); степень катагенеза ОВ отвечает максимуму ГФН (среднее значение  $T_{\max} = 441^\circ\text{C}$ ). Обогащенные ОВ темноцветные толщи распространены локально, но известны на разных стратиграфических уровнях. В районе Сочи–Абхазия – это темные сланцы оксфордского яруса и темно-серые битуминозные известняки титона. В титонских известняках встречены многочисленные нафтидопроявления – натеки вязкой нефти, прожилки асфальта и асфальгита по трещинам, пропитка нефтью трещиноватых зон. На западе Грузии толща битуминозных темно-серых, доломитизированных известняков (кимеридж–титонский ярус) имеет более широкое распространение и большую мощность (до 2 км). Титонские темноцветные глинистые известняки обладают наиболее высоким нефтематеринским потенциалом – в некоторых разностях  $C_{\text{орг}}$  достигает  $2,2\%$ ,  $(S_1+S_2) = 10$  кг УВ/т породы,  $HI = 500$  мг УВ/г  $C_{\text{орг}}$ , однако степень их преобразования невелика ( $T_{\max} = 425^\circ\text{C}$ ). Она сходна с соседним Картлийским прогибом, близким по строению и истории развития. По данным [Robinson et al., 1996], верхнеюрские отложения там еще не достигли уровня «нефтяного окна» ( $T_{\max} = 426^\circ\text{C}$ ,  $R = 0,35\%$ ).

Таким образом, в пределах западного погружения Кавказа уровень преобразованности ниже- и среднеюрских отложений соответствует, по видимому, главной зоне газообразования (ГЗГ) и в отдельных случаях – завершающим этапам ГФН. Подавляющая часть отложений относится к категории нефтепроизводивших, причем исходный потенциал их был достаточно высок. Катагенез верхнеюрских нефтегазоматеринских (НГМ) отложений меньше и, в большинстве случаев, отвечает середине ГЗН и ее низам (конец градаций  $МК_2\text{--}МК_3$ ). Генетический потенциал наиболее обогащенных ОВ разностей пород (титонские и оксфордские известняки) реализован далеко не полностью, не более 50%. Относительно повышенные значения остаточного генерационного потенциала позволяют оценить их исходный потенциал как высокий, а кероген НГМ пород отнести к типам I–II. Роль этих пород в нефтеобразовании оценить не представляется возможным из-за их локального распространения.

Отложения нижнего мела в исследуемом районе (от Новороссийска до Рионского бассейна включительно), так же как и в Кавказско-Скифском регионе в целом, представлены преимущественно терригенными образованиями с явно подчиненными прослоями карбонатных пород. В глинах и аргиллитах неокома, отобранных из обнажений южного склона Большого Кавказа, концентрации  $C_{орг}$  составляют 0,07–2,11% (среднее – 0,7%), значения генетического потенциала и водородного индекса крайне низкие:  $(S_1+S_2)=0,4–0,7$  кг УВ/т породы (среднее – 0,56),  $HI = 50–134$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (среднее – 83),  $T_{max} = 437–452^\circ\text{C}$  (среднее –  $440^\circ\text{C}$ ). Такие невысокие значения генетического потенциала пород и ОВ являются, очевидно, следствием неустойчивой геохимической обстановки в седименто- и диагенезе. Генетический же тип ОВ преимущественно сапропелевый, но в значительной степени окисленный, т.е. соответствующий окисорбосапропелитам. В разностях пород, обогащенных ОВ, значения ХБА составляют от 0,001 до 0,2%,  $\beta=0,8–4,3\%$ , что указывает на сингенетичность битуминозных компонентов. В аптских и альбских аргиллитах и глинах геохимические параметры несколько выше (см. табл. 7.1):  $C_{орг} = 0,7–2,8\%$ ,  $(S_1+S_2)=0,4–1,9$  кг УВ/т породы;  $HI=36–206$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ;  $T_{max} = 427–452^\circ\text{C}$ . Очевидно, улучшение нефтематеринского потенциала рассматриваемых отложений связано с увеличением их мористости и, соответственно, с меньшей примесью наземного органического материала.

Континентальное ОВ участвовало в формировании состава керогена, но примесь его была незначительна. Доказательством этого вывода служит углеводородный состав битумоидов. По данным газожидкостной хроматографии среди УВ идентифицируются n-алканы ряда  $C_{15}–C_{33}$ , максимум распределения отмечается в основном на  $C_{18}$  и  $C_{22}$ ; незначительный второстепенный максимум проявляется на  $C_{26}$  или  $C_{29}$ . Резкое преобладание фитогенного исходного ОВ определяется по высоким значениям отношения  $nC_{18}/nC_{28}=4,8–5,3$  и низким отношениями пристана к фитану ( $Pr/Ph = 0,6$ ).

Типичное распределение стеранов в аптских и альбских отложениях  $C_{27}:C_{28}:C_{29} = 40:23:37$ , преобладает стеран  $C_{27}$  ( $C_{27}/C_{28}=1,4–1,8$ ), что характерно для ОВ, накопившегося в морском бассейне, где основным биопродуцентом являлся морской фитопланктон ( $C_{28}/C_{29} = 0,6$ ).

Значения  $T_{max}$ , алкановые и стерановые индексы зрелости указывают на то, что в боль-

шинстве случаев отложения нижнего мела находятся на уровне максимума ГФН и, частично, на завершающих ее стадиях:  $K^1_{зр}=0,45–0,5$ ,  $K^3_{зр}=0,7$ ;  $C_{29}(dia/reg)=0,2–0,3$ . Гопановые индексы зрелости –  $M_{30}/\Gamma_{30}=0,1–0,8$ ,  $Ts/Tm=0,5–1,8$  – варьируют в более широком диапазоне и не всегда соответствуют уровню преобразованности рассматриваемых отложений.

В смежном с Рионским бассейном – Картлийском – содержания ОВ в породах нижнего мела также невысокие:  $C_{орг}=0,35–0,48\%$ , в среднем 0,4% [Robinson et al., 1996]. Очевидно, породы нижнего мела в этих прогибах можно рассматривать в качестве газопроизводящих; в морской части Рионского прогиба возможно улучшение как геохимических, так и катагенетических условий нефтеобразования.

Таким образом, нижнемеловые отложения характеризуются невысоким генетическим потенциалом, часть которого реализована. Отложения неокома следует рассматривать в основном как газоматеринские, апт-альбские, очевидно, можно отнести и к нефтематеринским, но потенциал их на жидкие УВ невысок.

Верхнемеловые отложения в пределах исследуемого района представлены терригенным и карбонатным флишем. Позднемеловая эпоха в целом унаследовала геохимические обстановки от раннемеловой эпохи – неустойчивые, с частой сменой окислительных условий на восстановительные. В западной части Кавказско-Скифского региона содержание ОВ в породах верхнего мела изменяется от 0,08 до 2%. Самые низкие значения установлены в южной части Западно-Кубанского прогиба и на южном склоне Большого Кавказа (в районе Новороссийского синклиория), повышенные концентрации Сорг отмечены в южной части Адыгейского выступа (0,7%) и в Восточно-Кубанской впадине (0,96%, средние значения). Для этих районов отмечается и более высокая битуминозность пород ( $ХБ = 0,04\%$ ), в то время как на большей части территории она составляет тысячные доли процента, а в составе битумоидов преобладают кислые компоненты; также низка и битуминозность ОВ ( $\beta = 1–2\%$ ).

В пределах южного склона Большого Кавказа были изучены отложения сеномана. Породы представлены светло-серыми и серыми мергелями, глинами и песчаниками с редкими прослоями известняка – это так называемый «темный» сеноманский флиш. В основной части пород концентрации ОВ невелики –  $C_{орг} = 0,16–1,41\%$ , мода – 0,3%, также низки значения генерационного



потенциала и водородного индекса  $-(S_1+S_2)=0,4-2,1$  кг УВ/т породы,  $HI = 76-179$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. табл.7.1). Диапазон  $T_{max} = 427-446^{\circ}C$  (среднее  $-436^{\circ}C$ ) отвечает начальным этапам ГФН (в основном градации катагенеза  $MK_1$ ). Приведенная характеристика говорит о низком нефтяном потенциале и более высоком – газовом потенциале сеноманских отложений на большей части южного склона Большого Кавказа. В верхах сеномана встречаются темно-серые до черных линзовидные прослои, обогащенные  $C_{орг}$ . Они приурочены к самым верхам сеномана – границе с туроном, и выделяются в качестве ананурского горизонта. Содержание  $C_{орг}$  в породах горизонта достигает 8–10%, значения генерационного потенциала пород и ОВ также высоки:  $(S_1+S_2)=46-72$  кг УВ/т породы,  $HI=554-692$  мг УВ/г  $C_{орг}$ , что позволяет рассматривать их как превосходные НГМ породы, а кероген – отнести к типу I–II. Уровень преобразованности, судя по значениям  $T_{max}=425-426^{\circ}C$ , отвечает градации катагенеза не более  $PK_3$  (см. табл. 7.1), т.е. потенциал пород и ОВ практически еще не реализован. Линзовидные прослои таких мергелей встречены в различных районах Кавказско–Скифского региона. Их приуроченность к границе сеномана–турона связана с глобальным океаническим бескислородным событием-2 (Oceanic anoxic event-II), отмечаемое в разных районах Мирового океана. Биомаркерный состав алкановых и полициклических УВ свидетельствует о смешанном составе исходного ОВ и значительной доле в исходном ОВ компонентов высшей растительности: двумодальное распределение n-алканов с максимумами на  $C_{18}$  и  $C_{29}$ , отношение  $Pr/Ph=1,9$ , среди стеранов преобладает этилхолестан ( $C_{29}$ ).

Сходные условия накопления ОВ существовали в Восточных Понтидах, которые вместе с Рионским и Картийским прогибами представляли единый морской бассейн [Никишин и др., 1997 а, б]. В них отмечаются невысокие концентрации  $C_{орг}=0,13-0,79\%$  и ничтожный водородный индекс ( $7-41$  мг УВ/г ТОС). Подобная характеристика пород, находящихся в условиях «нефтяного окна» ( $T_{max} = 432-485^{\circ}C$ ,  $R^o=0,88-1,22\%$ ), свидетельствует о низком газовом потенциале сеноманских пород.

Разрез остальных ярусов верхнего мела представлен светлыми и розоватыми преимущественно карбонатными породами. Темноцветные породы появляются только в маастрихте.

Таким образом, верхнемеловые, главным образом сеноманские, образования региона можно

рассматривать только как газоматеринские. Их участие в генерации жидких УВ можно допустить в случае регионального распространения битуминозных линз.

### Кайнозойские отложения

Палеоценовые отложения в районе р. Псезуапсе представлены только пластунской свитой позднего палеоцена, сложенной темными глинами. Содержание ОВ в них находится на уровне кларковых концентраций ( $C_{орг}=0,96-1,06\%$ ), однако генерационный потенциал их оказался невысоким:  $(S_1+S_2)=1,03-1,07$  кг УВ/т породы; потенциал ОВ совсем низкий –  $HI=91-96$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. табл. 7.1). Такие ничтожные значения водородного индекса ОВ, которое находится на невысоком уровне катагенеза (не выше  $PK_3$ ), могут быть обусловлены только чрезвычайно низким качеством исходного керогена, относящегося к типам III–IV. Подобное ОВ в палеоценовых отложениях встречается практически во всех разрезах Кавказско–Скифского региона

Эоценовые отложения в районе Сочи–Адлер представлены двумя различными толщами – мамайской свитой (средний эоцен) и навагинской свитой (нижняя часть верхнего эоцена). Мамайская свита сложена пачкой ритмичного переслаивания песчаников и темно-серых глин. Содержания  $C_{орг}$  в этих глинах несколько ниже, чем в палеоценовых ( $0,4-0,96\%$ ), но генерационный потенциал пород и ОВ заметно выше:  $(S_1+S_2)=1,7-2,3$  кг УВ/т породы,  $HI=151-273$  мг УВ/г  $C_{орг}$ . Несмотря на морской генезис ОВ, по величине водородного индекса оно относится к керогену III типа. Однако, учитывая, что отложения мамайской свиты уже частично находятся в зоне нефтяного окна ( $T_{max}=429-432^{\circ}C$ ), их можно отнести к категории нефтепроизводящих с невысоким потенциалом на жидкие УВ.

Отложения навагинской свиты также представляют собой флишевую толщу преимущественно карбонатно-аргиллитового состава с прослоями углеродистых пород (горючих сланцев). Эта свита – возрастной аналог кумской свиты – наиболее высокопотенциальной НГМ толщи Кавказско–Скифского региона. Фоновые значения геохимических параметров в карбонатных аргиллитах характеризуются следующими значениями:  $C_{орг}=1,50-1,57\%$ ,  $(S_1+S_2)=3,8-3,9$  кг УВ/т породы;  $HI=235-239$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ; т.е. генерационный потенциал этих пород несколько повышен, но они содержат кероген III типа и еще не вступили в ГЗН ( $T_{max} = 426^{\circ}C$ ). Прослои, относи-

мые к горючим сланцам, характеризуются высокими концентрациями  $C_{орг} = 7-9,8\%$ , они содержат кероген типа I-II – значения водородного индекса HI изменяются в пределах 396–790 мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. табл. 7.1). Генерационный потенциал этих пород высокий –  $(S_1+S_2)=37,4-56,2$  кг УВ/т породы, т.е. эти породы относятся к категории высокопотенциальных нефтематеринских пород. Накопление РОВ происходило в относительно глубоководном бассейне нормальной солености; геохимическая обстановка в осадке – от слабо до резковосстановительной, отношение Pr/Ph низкое и равно 0,52–0,58.

Характер распределения стерановых УВ в масляной фракции битумоида в целом имеет следующее соотношение (по средним значениям):  $C_{27}:C_{28}:C_{29}=31:19:53$ . Преобладание этилхолестана указывает на участие континентальной при- меси в исходном ОВ.

По данным [Круглякова и др., 2002], флишевые отложения палеоцен–эоцена, принимающие участие в строении континентальной и акваториальной частей Туапсинского прогиба, содержат невысокие концентрации ОВ –  $C_{орг}=0,2-0,6\%$  – и имеют низкий генерационный потенциал пород и ОВ –  $(S_1+S_2)=0,4-0,6$  кг УВ/т породы,  $HI=147-228$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (континентальная часть) и  $C_{орг}=0,5-0,7\%$ ,  $(S_1+S_2)=1,25$  кг УВ/т породы,  $HI=151$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (акватория). Породы находятся в условиях протозо- и раннего мезока- тагенеза ( $T_{max}=415-434^\circ C$ ,  $R^\circ=0,55-0,6\%$ ) и рассматриваются как газопроизводящие.

*Олигоцен – нижний миоцен* (майкопская серия) – мощная толща темноцветных глин и глинистых алевролитов с прослоями песчаников. Скважины, пробуренные в Сочи–Адлеровской депрессии, вскрыли майкопскую серию мощностью более 2 км. Содержание битумоида в породах мацестинской и хостинской свит (олигоцен), по данным люминесцентно-битуминологического анализа, изменяется от 0,08 до 0,156%. В изученных разрезах по р. Мзымте содержание  $C_{орг}$  изменяется в пределах 0,67–1,81%,  $(S_1+S_2)=0,7-5,3$  кг УВ/т породы,  $HI=76-282$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. табл. 7.1). Кероген пород майкопской серии в данном разрезе имеет смешанный состав и относится к типу II–III. Градации катагенеза, судя по значениям  $T_{max}$ , которые варьируют в пределах 431–437°C, соответствуют верхней границе МК<sub>1</sub>, т.е. самому началу «нефтяного окна».

В Туапсинском прогибе содержание  $C_{орг}$  и  $(S_1+S_2)$  в майкопских глинах акваториальной части составляют в среднем 1,23% и 2,9 кг УВ/т по-

роды, на сопредельной суше – 0,85% и 1,6 кг УВ/т породы, соответственно [Круглякова и др., 2002] (см. табл. 7.2). В прогибе Сорокина и центральной части Черного моря в глинах  $C_{орг}$  и  $(S_1+S_2)$  – 0,4–6,5% и 0,7–12,9 кг УВ/т породы [Козлова, 2003; Фадеева и др., 2001]. Судя по значениям водородного индекса ( $HI=86-335$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ), в породах майкопской серии окраинных частей Восточно-Черноморского НГБ (прогибы Сорокина и Туапсинский) доминирует смешанное ОВ с умеренным нефтематеринским потенциалом. В Рионском и Картлийском прогибах концентрации  $C_{орг}$  находятся в пределах 0,33–2,92%,  $(S_1+S_2)=2-9,5$  кг УВ/т породы,  $HI=63-558$  мг УВ/г  $C_{орг}$  [Robinson et al., 1996]. Характеристика ОВ майкопских пород южного склона Большого Кавказа достаточно близка к таковой ОВ этих отложений, изученных ранее в различных районах Кавказско–Скифского региона [Баженова и др., 2002; Сен-Жермес и др., 2000]. Согласно этим исследованиям, морская глинистая толща майкопской серии, сформировавшаяся в едином седиментационном бассейне, довольно резко различается по содержанию ОВ и величине генетического потенциала:  $C_{орг}=0,1-18$ ,  $(S_1+S_2)=0,53-8,4$  кг УВ/т породы (преобладают значения 2–4 кг УВ/т породы). Значения  $HI=86-465$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (в основном 250–300 мг УВ/г  $C_{орг}$ ) позволяют отнести кероген изученных олигоценовых разрезов к смешанному II–III типу. По стратиграфической приуроченности повышенным НМ потенциалом –  $C_{орг}>2\%$ ,  $(S_1+S_2)>6$  кг УВ/т породы – обладают породы нижнего майкопа (хадумская свита); такие значения характерны для Северного Азербайджана, запада Терско-Каспийского прогиба и Индоло-Кубанского прогиба.

Начиная со среднего миоцена и по настоящее время область наиболее интенсивного накопления осадков и органического материала приурочивается к Черноморской депрессии. В ее прогибание вовлеклись Северо-Черноморский прогиб и прогибы Сорокина, Туапсинский, Гурийский, валы Андрусова и Шатского и другие структуры. Восточно-Черноморская, а также Западно-Черноморская впадины оказались областями наибольшего погружения [Туголесов и др., 1985]. По данным [Круглякова и др., 2002], на континентальном склоне Туапсинского прогиба глины среднемиоцен–четвертичного возраста содержат  $C_{орг}$  в количестве 0,35–1,11% (среднее – 0,71%), ОВ относится к III типу ( $HI=147$  мг УВ/г  $C_{орг}$ ),  $T_{max}=434^\circ C$ ,  $R^\circ=0,55-0,65\%$ . Характер ОВ и низкая степень его превращенности позволяют счи-



тать, что в этой части бассейна породы миоцена и плиоцена являются газопродуцентами. Аналогичную характеристику имеет ОВ и в Западно-Кубанском прогибе, однако там в наиболее глубоководных участках накапливались темноцветные глины, обогащенные ОВ –  $C_{орг}$  в них достигает 3–4%; они содержат как гумусовый, так и чисто сапропелевый кероген. В ОВ миоцен–плиоценовых отложений происходят изменения, отвечающие общему ходу преобразования керогена (повышение битуминозности и содержания УВ) при его погружении в зону повышенных температур. Однако последние (20–90°C) явно были недостаточны для начала интенсивной генерации жидких УВ, тем более что непродолжительное пребывание пород в зоне их воздействия не смогло сколько-нибудь значительным образом преобразовать кероген.

### Выводы

Таким образом, из всех изученных разрезов по величине генерационного потенциала на первом месте стоят битуминозные мергели верхов сеномана –  $(S_1+S_2)= 45–70$  кг УВ/т породы, на втором – углеродистые породы (горючие сланцы) эоцена, в которых значения генерационного потенциала пород также высоки и составляют 37–56 кг УВ/т породы. Однако потенциал ОВ эоцена выше – значения водородного индекса достигают очень больших величин (790 г УВ/г  $C_{орг}$ ), т.е. породы эоцена содержат высокопотенциальный кероген I типа. В эоценовых породах заметно выше, чем в сеномане, и региональный фоновый генерационный потенциал толщи, что дает основание рассматривать верхнеэоценовую толщу (аналог кумской свиты Предкавказья) как самую высокопотенциальную НГМ толщу изу-

ченного района. Вместе с тем, несмотря на повышенный НГМ этой толщи, ее общий вклад в нефтеобразование был, очевидно, ниже, чем, например, майкопской толщи, мощность которой больше в несколько раз. По общему количеству генерированных флюидов наиболее высокопотенциальными нефтематеринскими толщами являются нижне- и среднеюрские образования. Однако на большей части региона они находятся на высоких грациях катагенеза и свой потенциал на жидкие УВ они реализовали еще в конце мезозоя, а на отдельных участках – в майкопское время. Величина предкайнозойского размыва предопределила сохранность сформированных в конце мезозоя залежей. Несомненный интерес представляет верхнеюрская (титонская) битуминозная толща – изучение характера распределения ОВ и ее нефтематеринского потенциала является первостепенной задачей при оценке перспектив нефтегазоносности Черноморской акватории. Меловые отложения в целом рассматриваются как газоматеринские. Породы апт-альба и линзовидные прослои битуминозных мергелей сеномана характеризуются невысоким нефтематеринским потенциалом. В случае регионального распространения и значительной мощности линзовидных прослоев битуминозных мергелей сеномана их вклад в генерацию жидких УВ также может быть весьма значителен.

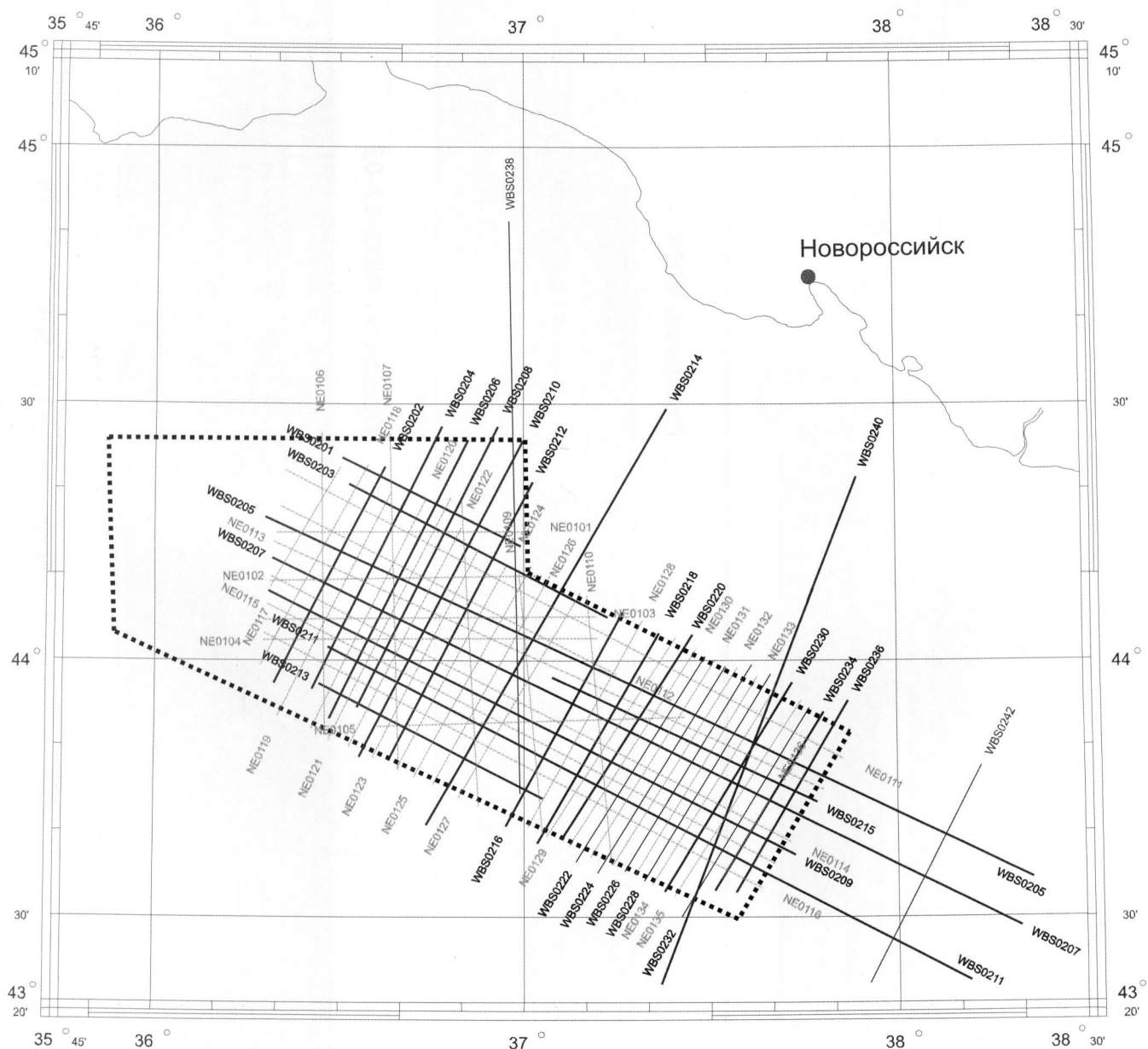
Более высокую роль миоцен–плиоценового комплекса в формировании нефтеносности Восточно-Черноморского бассейна можно ожидать в наиболее погруженных участках Черноморской депрессии, тогда как в окружающих ее континентальных участках ОВ имеет смешанный (морской с примесью наземного ОВ) состав и оно слабо преобразовано.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Атлас структур северной части вала Шатского

В результате нашей работы мы составили небольшой атлас типичных структур для северной части вала Шатского и Восточно-Черноморского региона. Этот атлас, наряду со структурными картами и проектом разреза возможной скважины, представлены на рисунках Приложения.

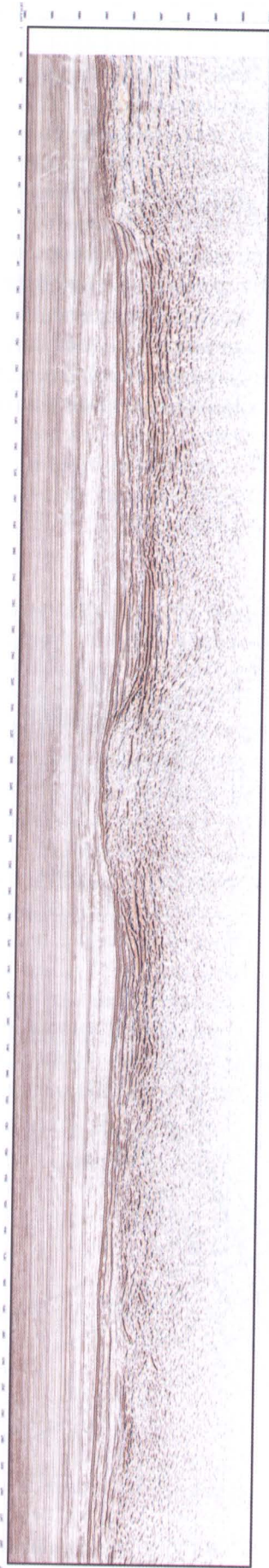
Так как в регионе не пробурено морских скважин, то все наши разделения по возрасту пока носят предварительный характер. Мы также не претендуем на однозначность интерпретаций сейсмических профилей приведенных ниже.



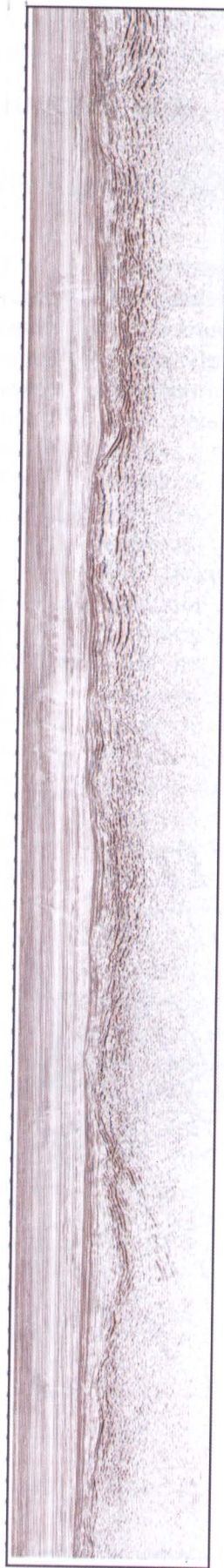
1. Схема расположения сейсмических профилей, выполненных НК ЮКОС и использованных в работе



Профиль WBS-02-05



Профиль WBS-02-07



Профиль WBS-02-09

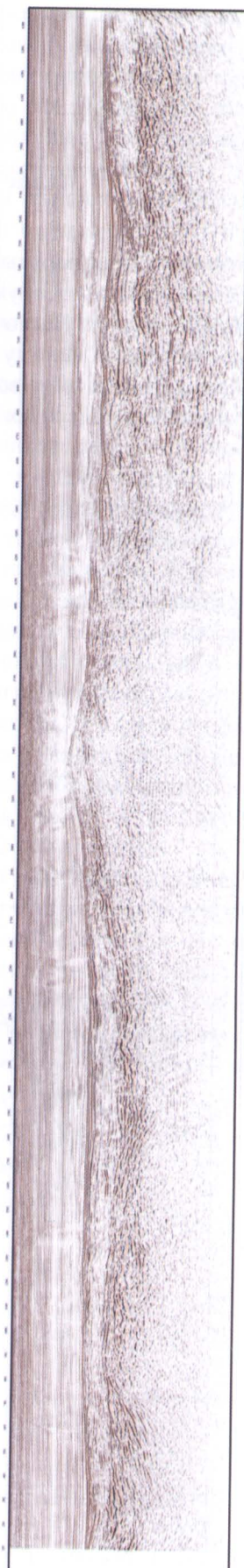


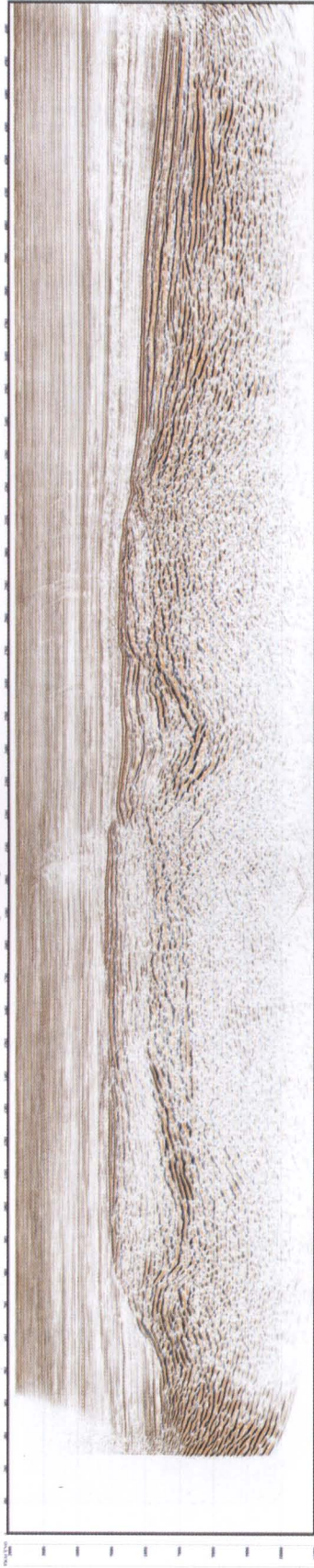
Рис. 2. Сейсмические профили WBS-02-05, WBS-02-07, WBS-02-09



Профиль WBS-02-22



Профиль WBS-02-26



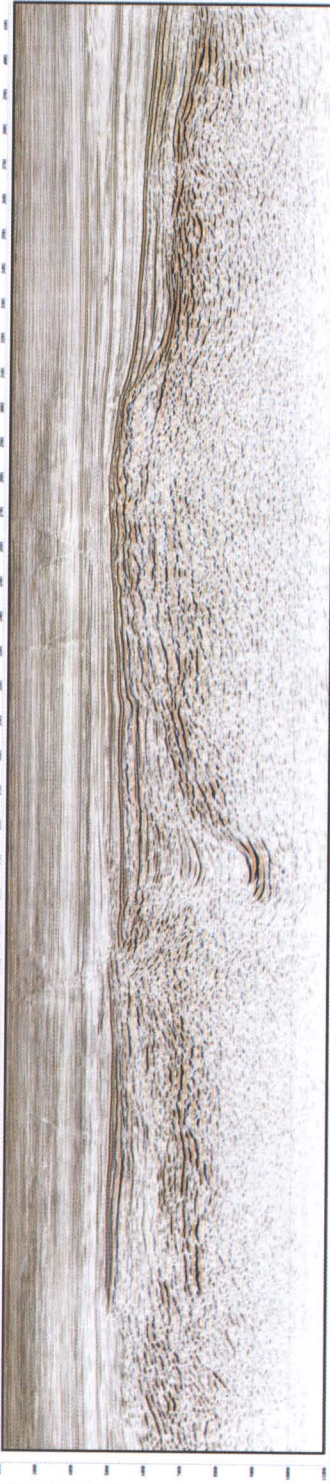
Профиль WBS-02-28



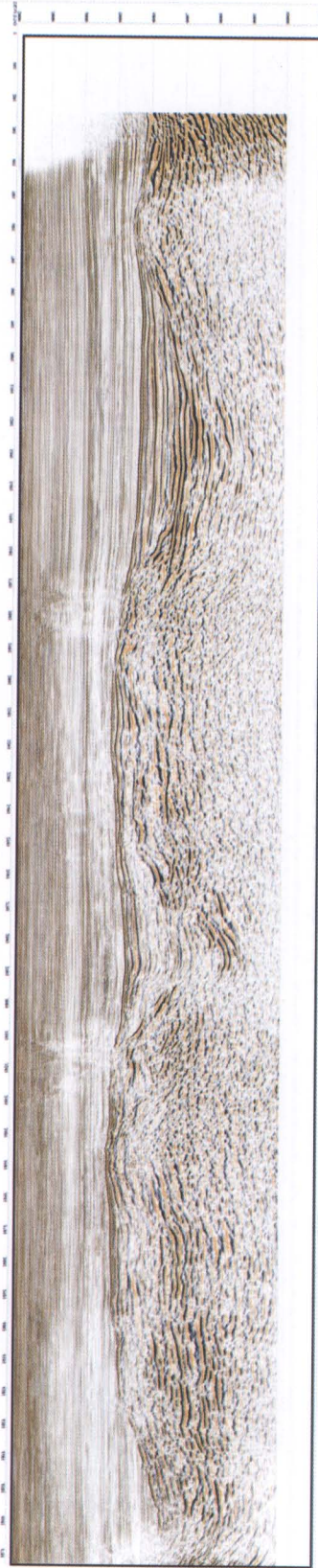
Рис. 3. Сейсмические профили WBS-02-22, WBS-02-26, WBS-02-28



Профиль WBS-02-30



Профиль WBS-02-32



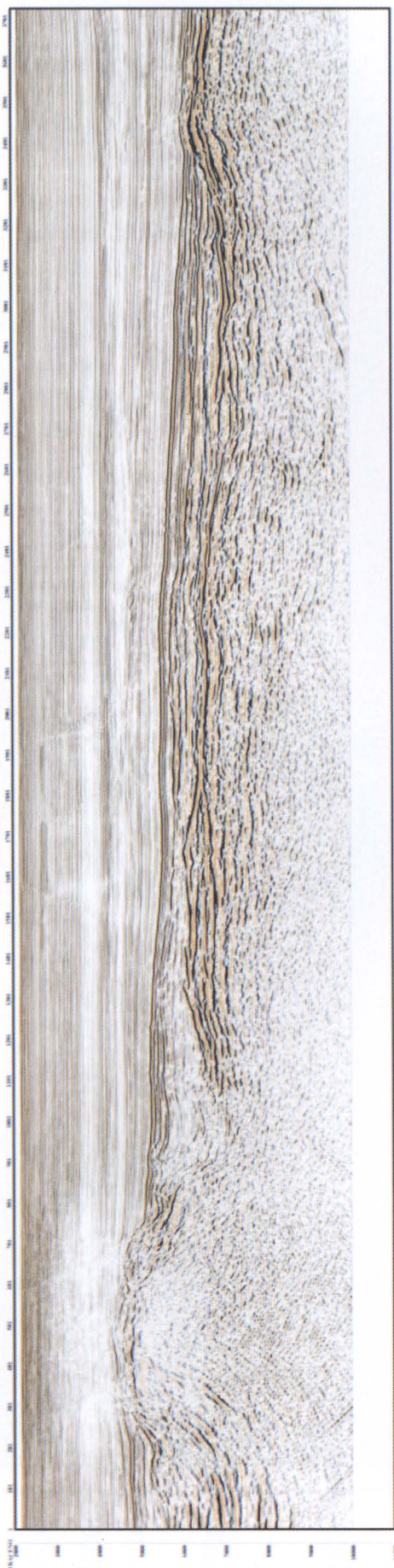
Профиль WBS-02-34



Рис. 4. Сейсмические профили WBS-02-30, WBS-02-32, WBS-02-34



**Профиль WBS-02-36**



**Рис. 5. Сейсмический профиль WBS-02-36**



вал Шатского

Туапсинский прогиб

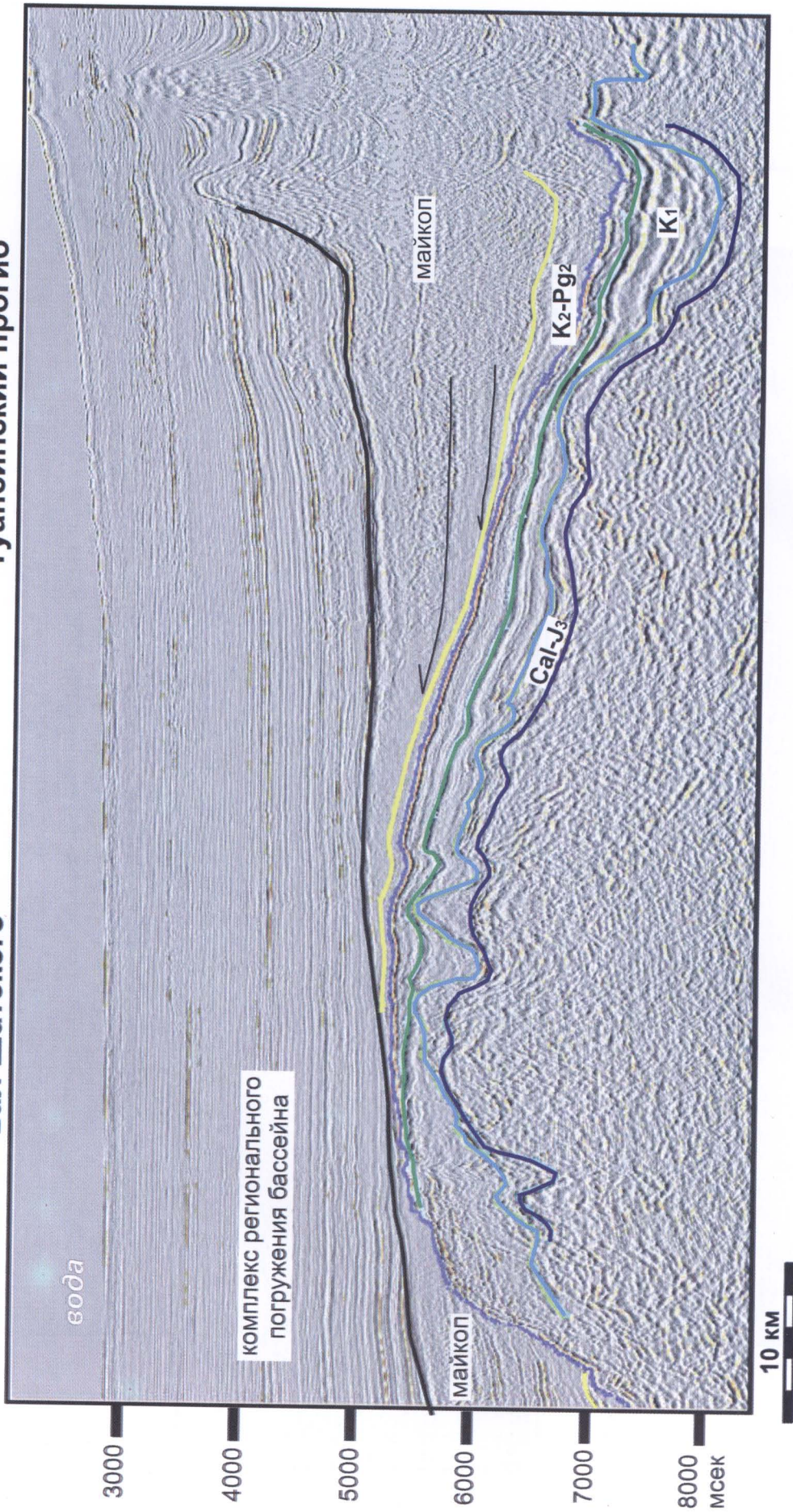


Рис. 6. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-14.

Майкоп Туапсинского бассейна выполняет флексурный краевой прогиб, вал Шатского перекрывается только верхами майкопа. Келловей (Cal) – верхняя юра формируют карбонатную платформу и систему карбонатных построек и межрифтовых депрессий. Отложения миоцена трансгрессивно перекрывают нижележащие отложения



## вал Шатского

## Туапсинский прогиб

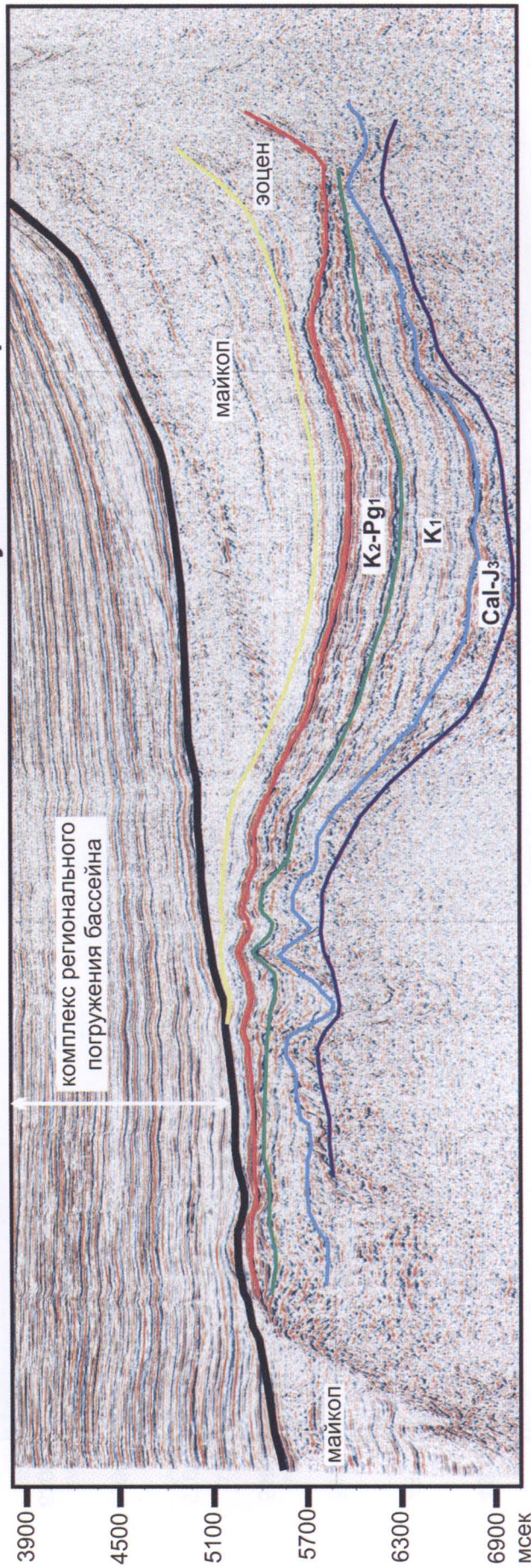


Рис. 7. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-38.

Отчетливо видно, что майкоп образует осадочную призму, заполняющую флексурный краевой прогиб, на вале Шатского имеются только верхи майкопа или он полностью срезается средним миоценом. На северо-востоке Туапсинского прогиба видна зона утолщения осадков эоцена, она может соответствовать краю осадочной платформы и переходу к более глубоководному трогу Большого Кавказа. Отложения среднего миоцена и выше образуют, в целом, трансгрессивную серию и перекрывают все ранее существовавшие структуры



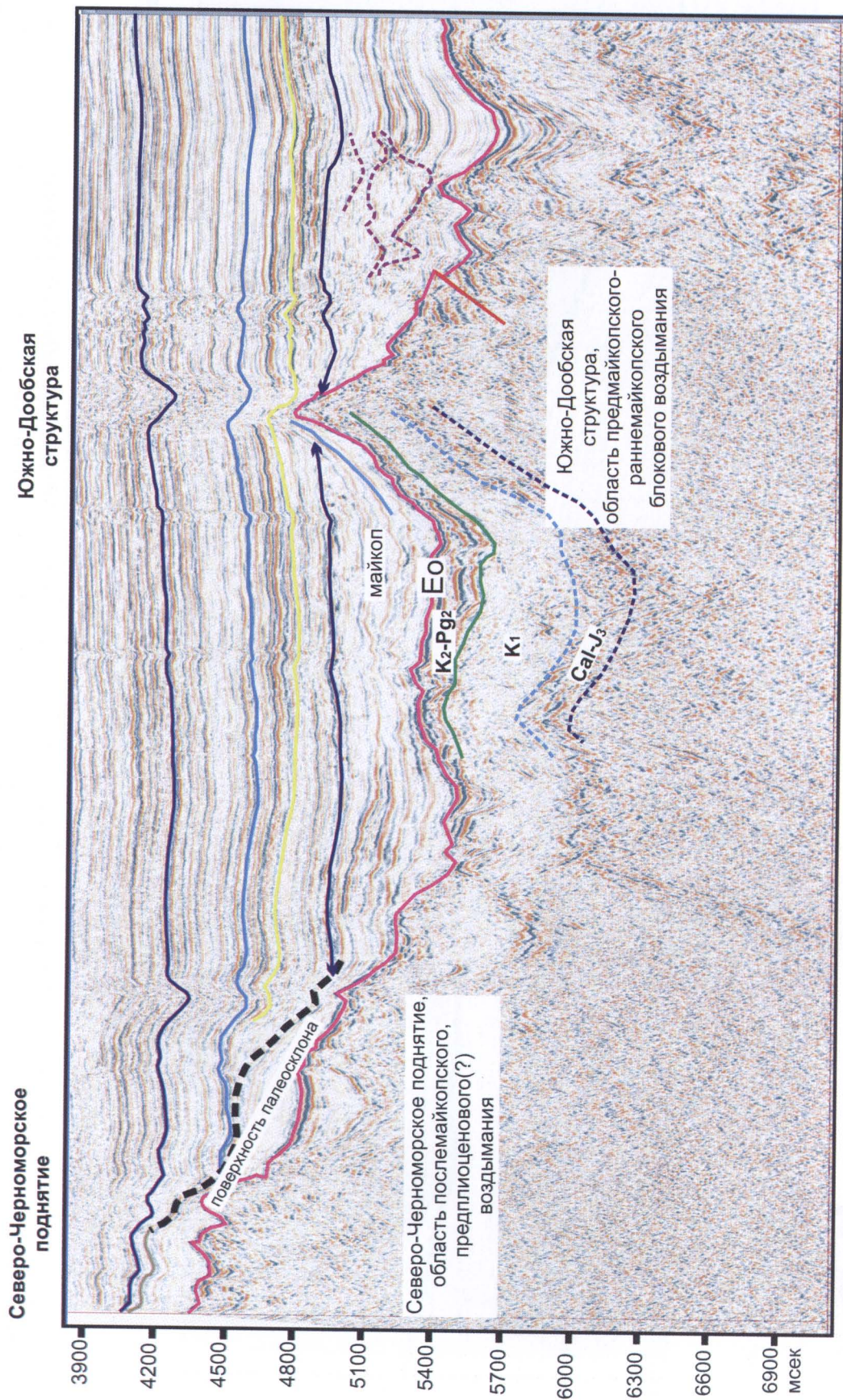


Рис. 8. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-09.

Структура Южно-Доббская, вероятно, имеет тектоническое происхождение и образовалась как тектоническое поднятие в ходе деформаций на границе эоцена и олигоцена, в майкопе и в миоцене. Структура Северо-Черноморская в майкопе перекрывалась осадками. Главная фаза воздымания имела место, вероятно, в позднем миоцене-раннем плиоцене; она имеет тектоническое происхождение





**Рис. 9. Интерпретация сейсмических профилей WBS-02-02 и WBS-02-06 для района Северо-Черноморского поднятия.**

Северо-Черноморская структура испытала послемайкопское воздымание. Над краями структуры (профиль WBS-02-02) наблюдаются аномалии типа «яркое пятно», которые могут быть связаны со скоплениями газов. 1 – сброс мелового возраста; 2 – несогласие между отложениями условно нижнего и верхнего мела, несогласие может быть обусловлено синрифтовым наклоном блоков; 3 – зона, где отложения миоцена, вероятно, ложатся на образования мезозоя



Восточно-Черноморский  
бассейн

Южно-Доббская структура

Туапсинский прогиб

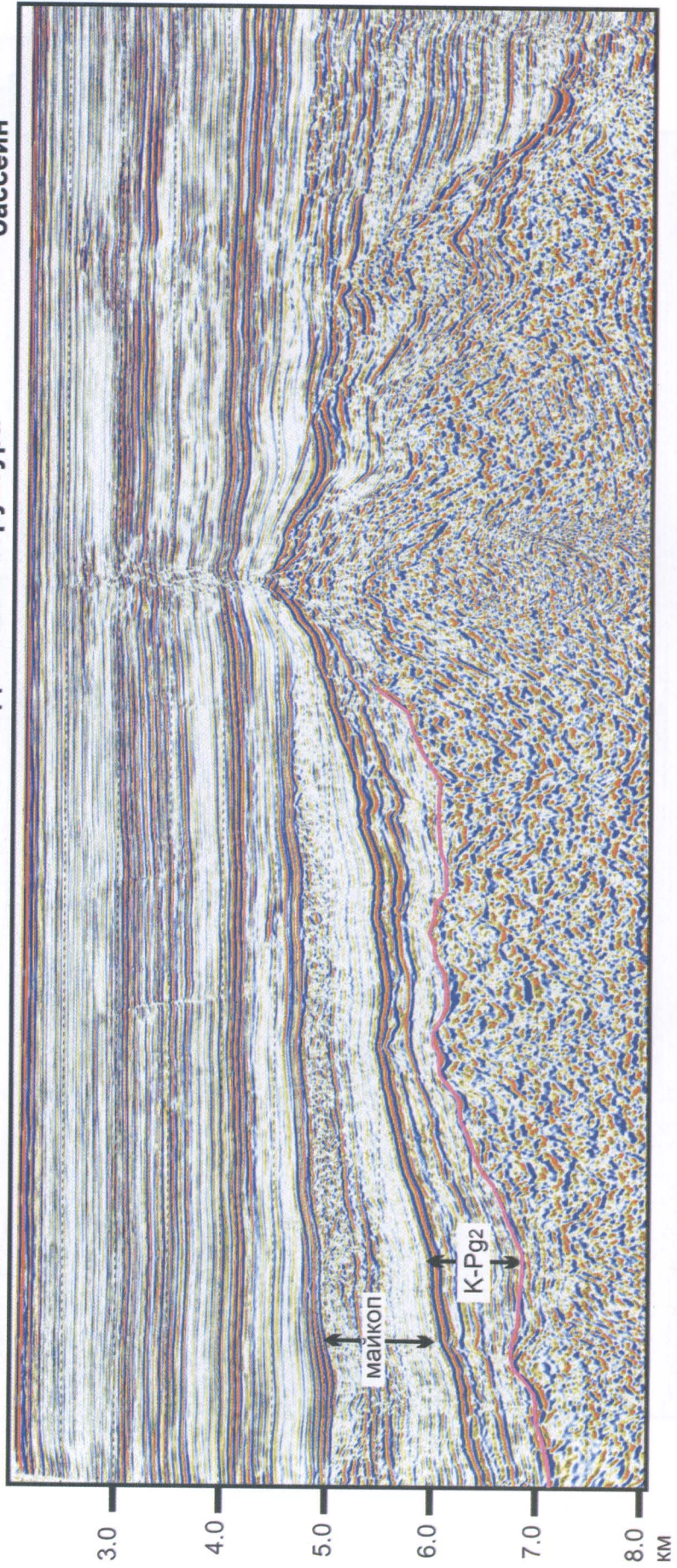
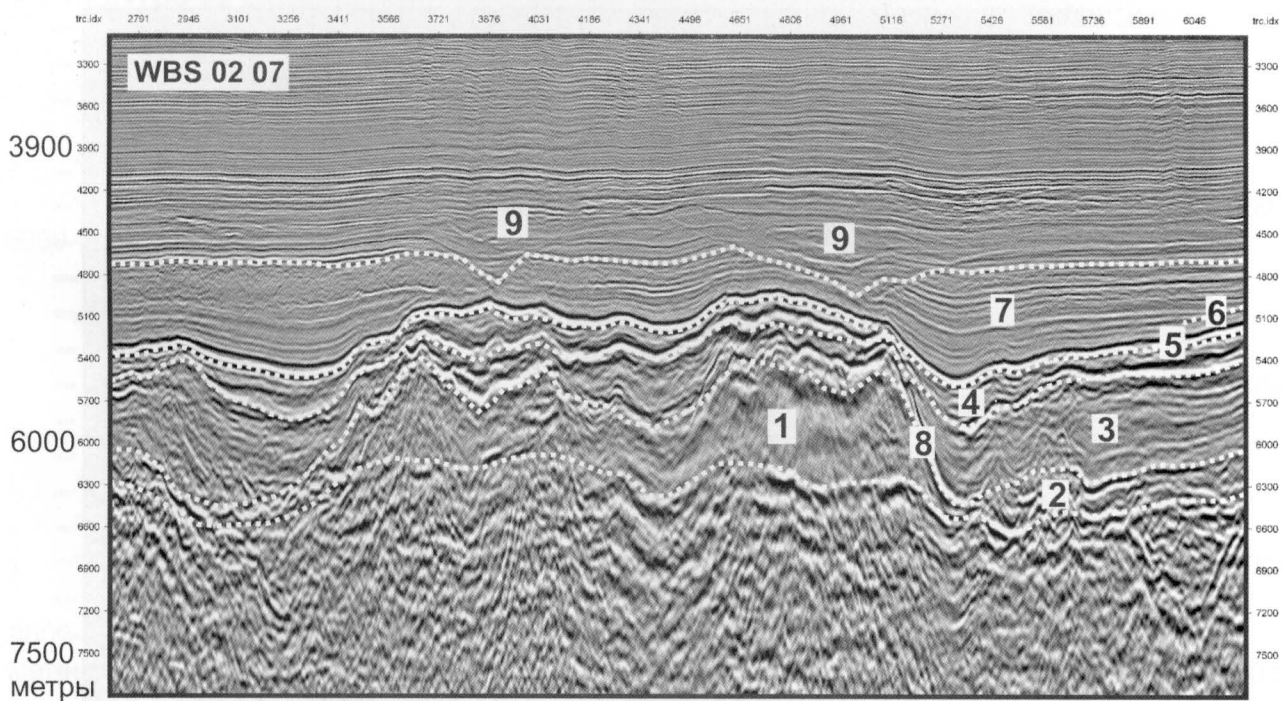
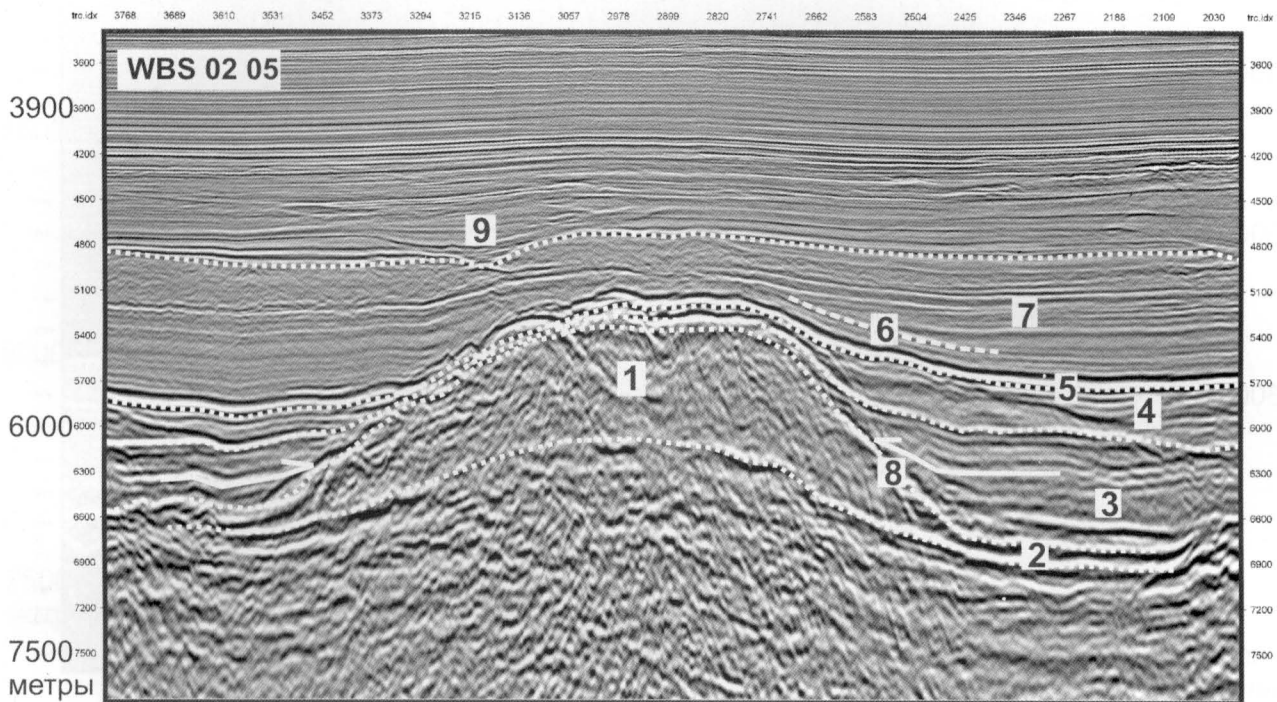


Рис. 10. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-24.

Над верхней частью структуры Южно-Доббская отчетливо видна аномалия типа «яркое пятно» в отложениях неогена-плейстоцена

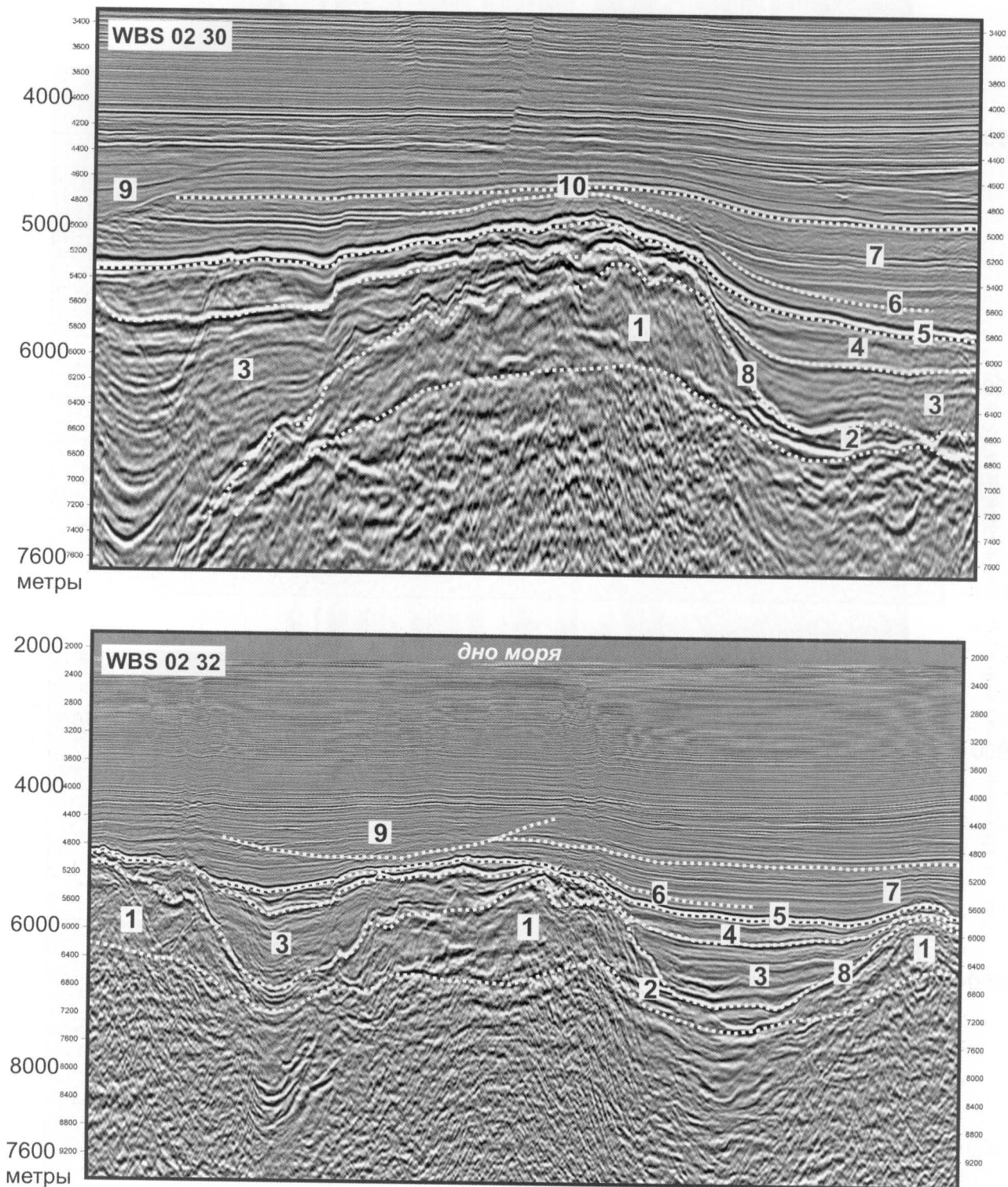




**Рис. 11. Интерпретация сейсмических профилей для района структуры Мария (фрагменты профилей WBS-02-05 и WBS-02-07).**

1 – карбонатная постройка (риф) келловей–верхней юры, 2 – бассейновые отложения келловей – верхней юры с глубинами седиментации до 500–600 м, 3 – нижний мел, 4 – верхний мел – палеоцен, 5 – маркер «N», низы эоцена, 6 – подошва майкопа, 7 – майкоп, 8 – поверхность прислонения нижнемеловых отложений к позднеюрской карбонатной постройке, 9 – миоценовые каналы

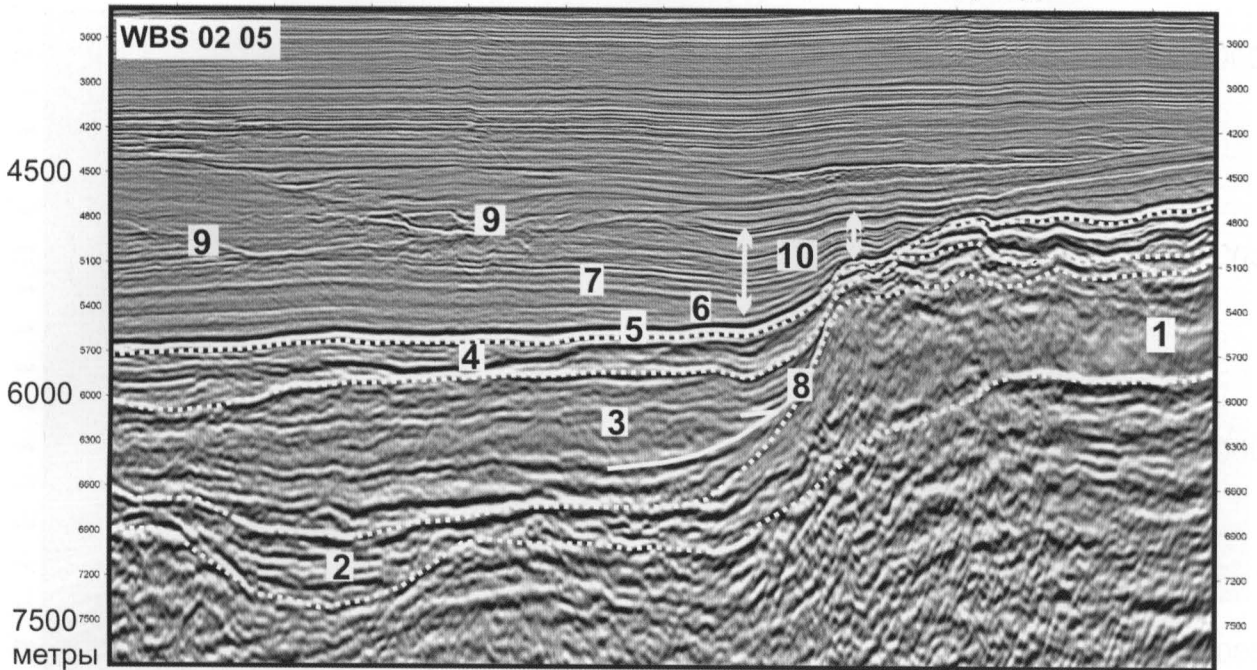




**Рис. 12. Интерпретация сейсмических профилей для района структуры Мария (фрагменты профилей WBS-02-30 и WBS-02-32).**

1 – карбонатная постройка (риф) келловей–верхней юры, 2 – бассейновые отложения келловей – верхней юры с глубинами седиментации до 500–600 м, 3 – нижний мел, 4 – верхний мел – палеоцен, 5 – маркер «N», низы эоцена, 6 – подошва майкопа, 7 – майкоп, 8 – поверхность прислонения нижнемеловых отложений к позднеюрской карбонатной постройке, 9 – миоценовые каналы, 10 – эрозионная поверхность в кровле майкопа

структура Внешняя



структура Алинская

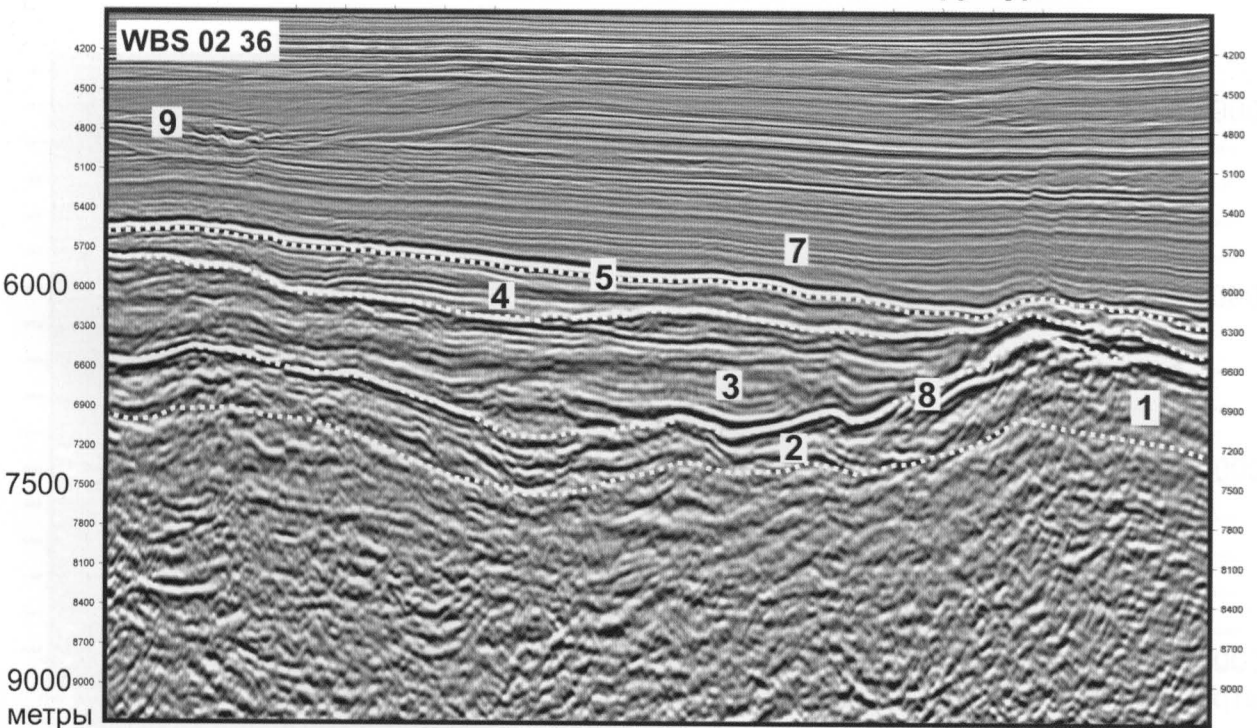


Рис. 13. Интерпретация сейсмических профилей с краевыми частями карбонатных (рифовых) построек (фрагменты профилей WBS-02-05 и WBS-02-36).

1 – карбонатная постройка (риф) келловая–верхней юры, 2 – бассейновые отложения келловая – верхней юры с глубинами седиментации до 500–600 м, 3 – нижний мел, 4 – верхний мел – палеоцен, 5 – маркер «N», низы эоцена, 6 – подошва майкопа, 7 – майкоп, 8 – поверхность прислонения нижнемеловых отложений к позднеюрской карбонатной постройке, 9 – миоценовые каналы, 10 – зона выклинивания майкопских отложений с контактом налегания, стрелки показывают изменение мощности отложений



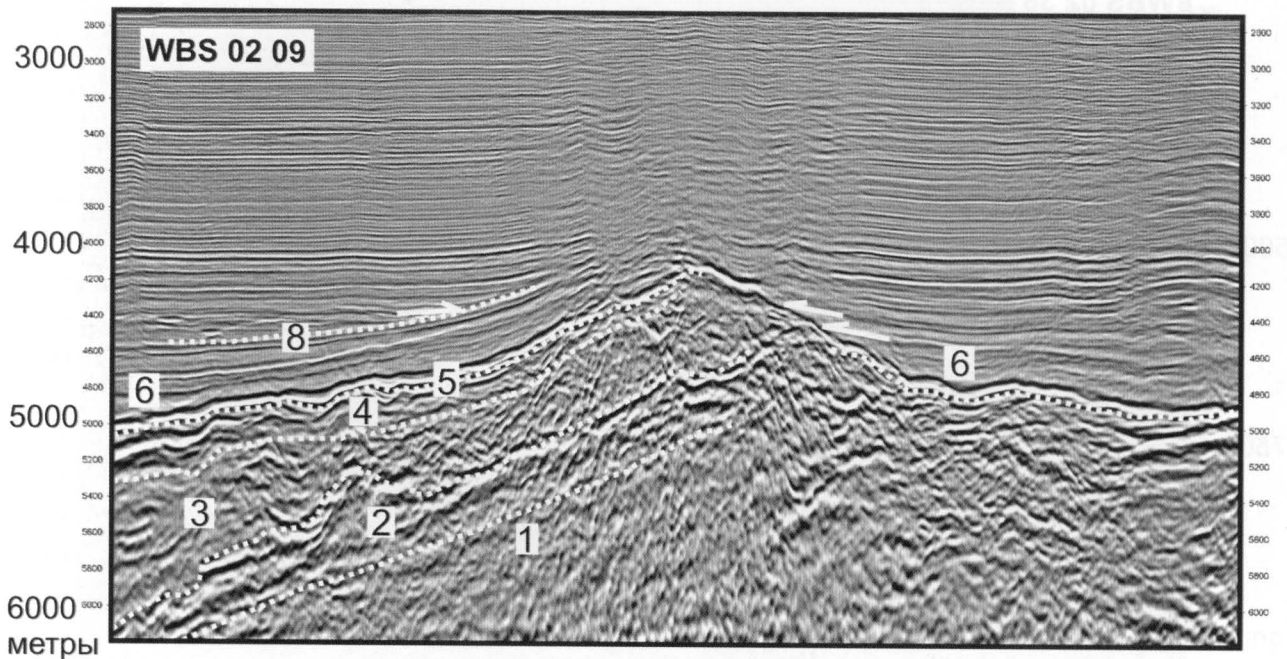
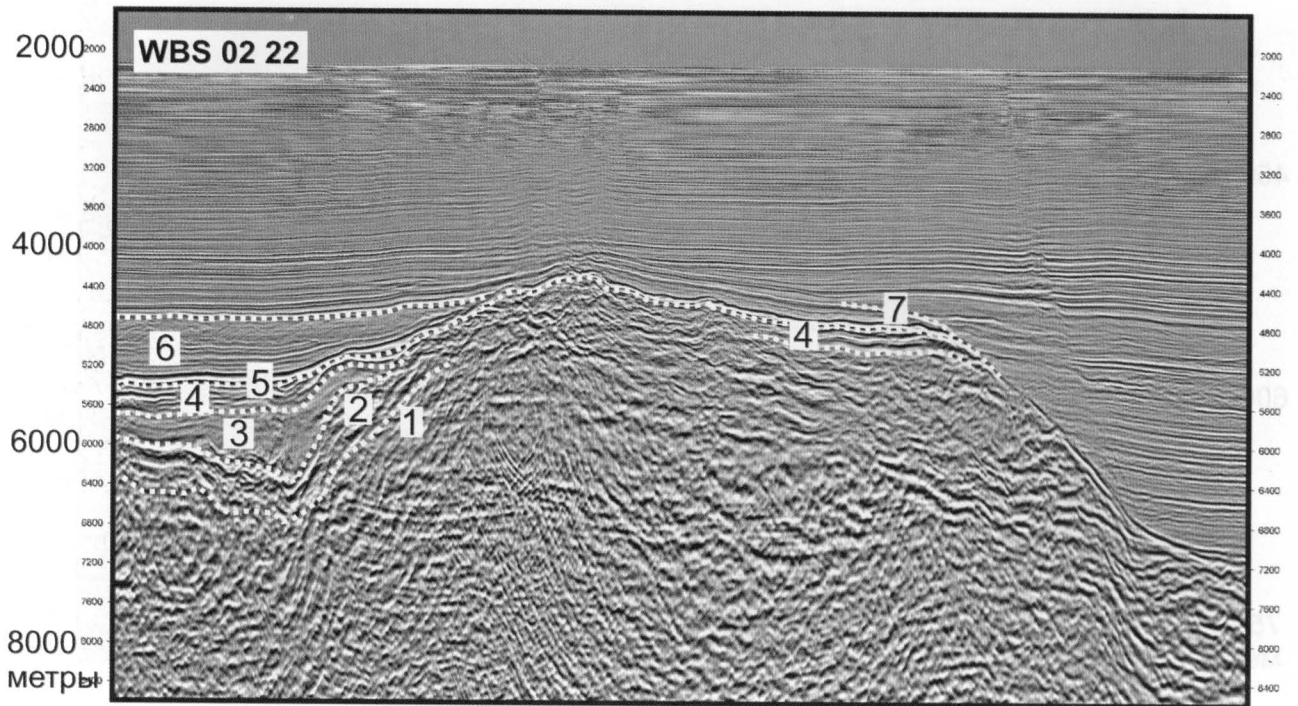
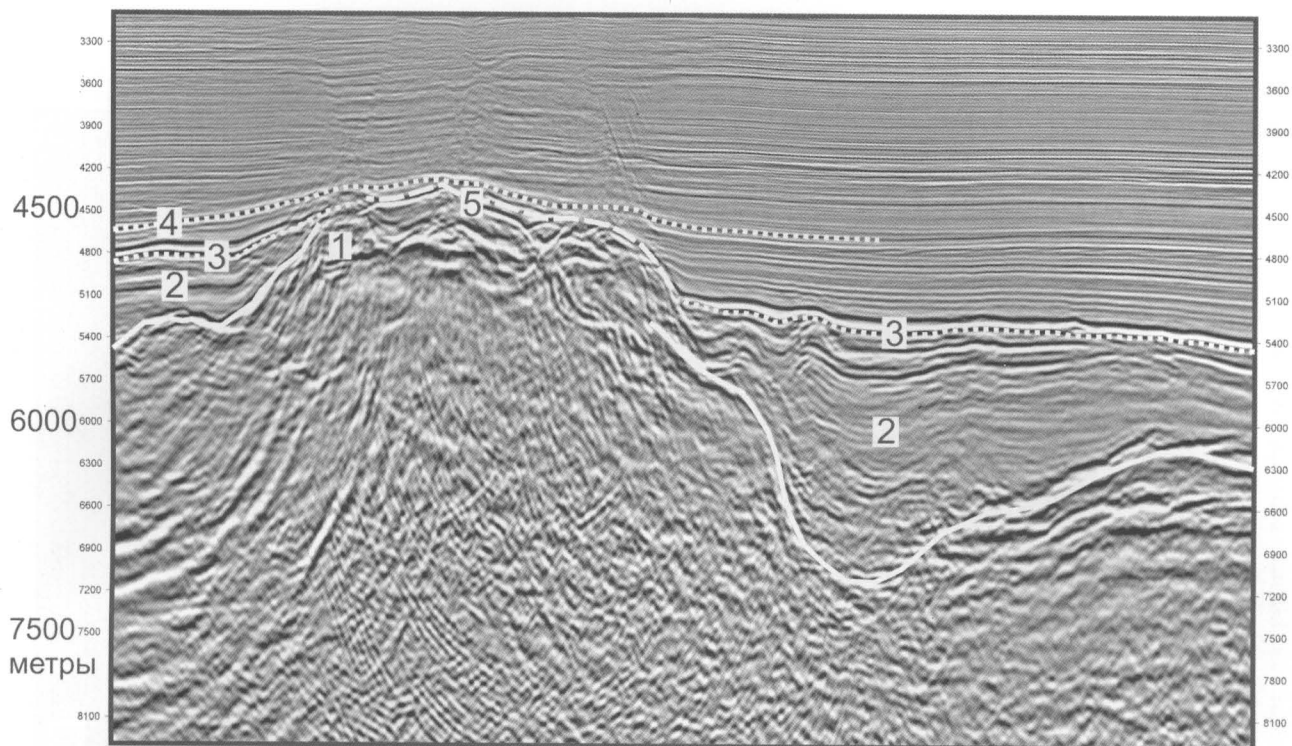


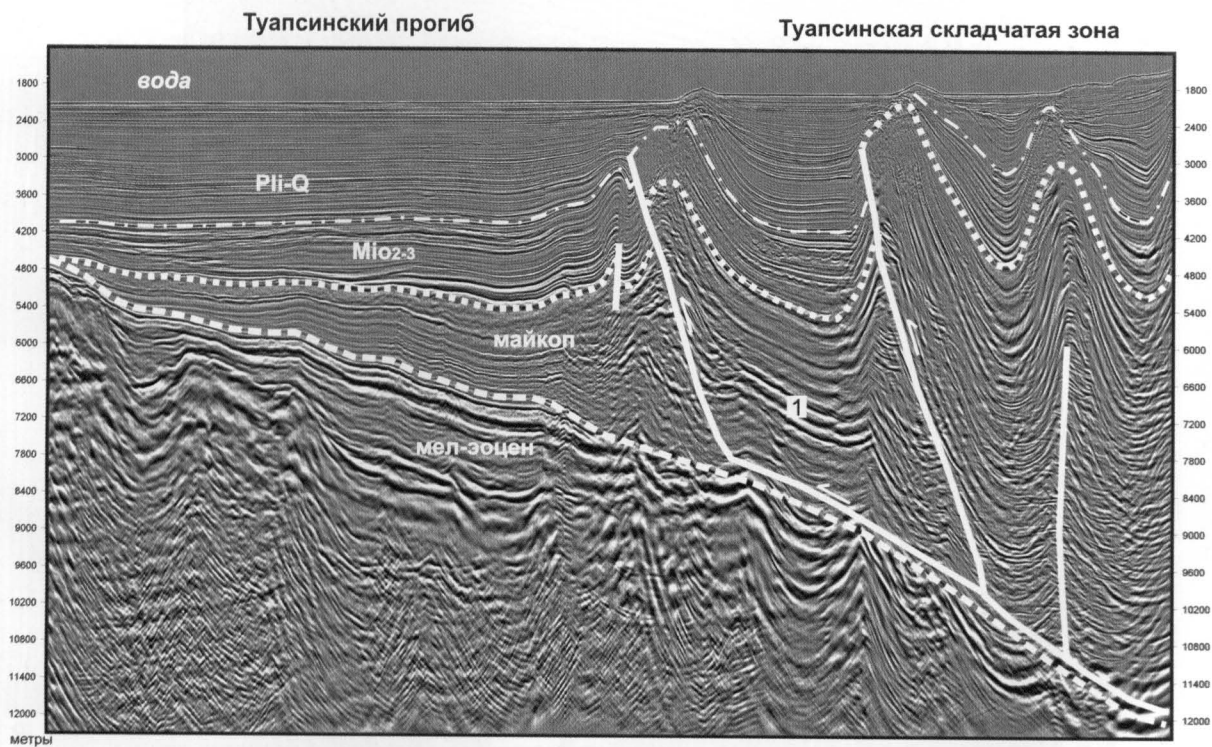
Рис. 14. Интерпретация сейсмических профилей для района структуры Южно-Дообская (фрагменты профилей WBS-02-22 и WBS-02-09).

- 1 – докелловейский фундамент, 2 – келловей–верхняя юра, 3 – нижний мел, 4 – верхний мел – палеоцен, 5 – маркер «N», низы эоцена, 6 – верхний эоцен – майкоп, 7 – миоценовая трансгрессивная поверхность, 8 – поверхность налегания внутри майкопа (?)



**Рис. 15. Интерпретация сейсмического профиля для района структуры Марина (фрагмент профиля WBS-02-36).**

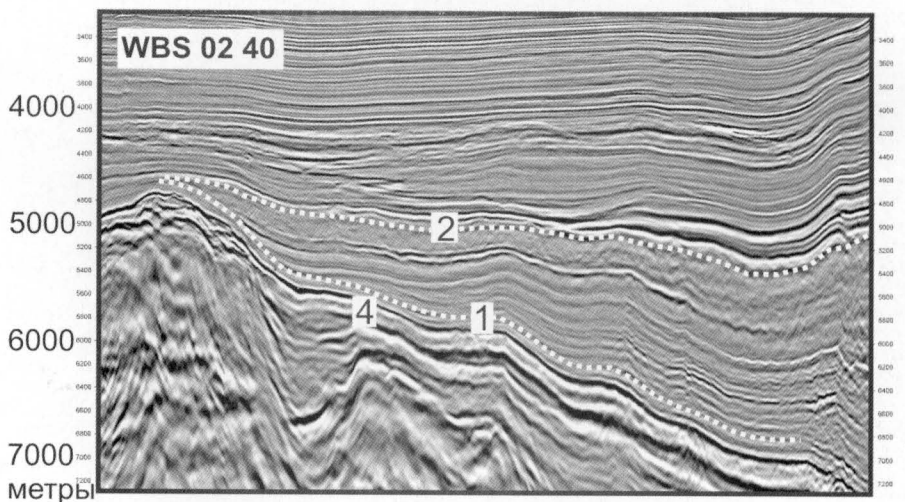
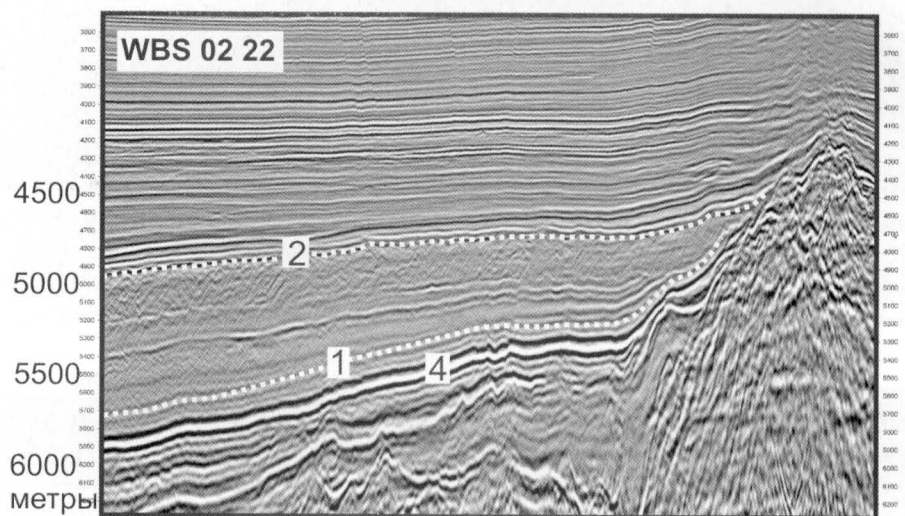
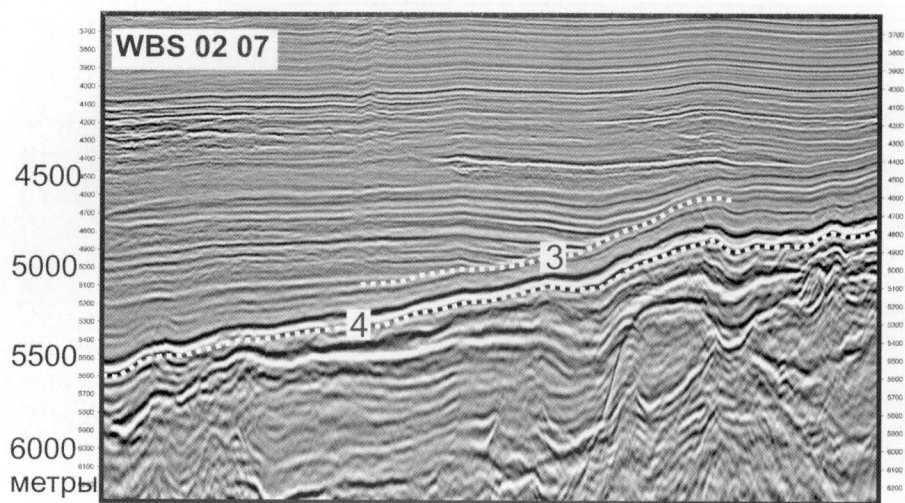
1 – келловей – верхняя юра, 2 – мел – палеоген, 3 – маркер «N», низы эоцена, 4 – граница около кровли майкопа, 5 – эрозионная поверхность в кровле вероятной карбонатной постройки Марина



**Рис. 16. Интерпретация фрагмента сейсмического профиля WBS-02-40.**

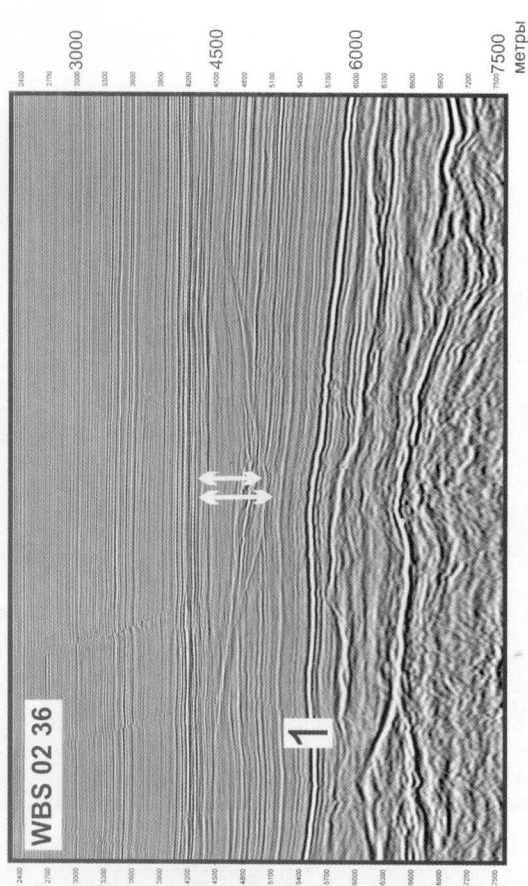
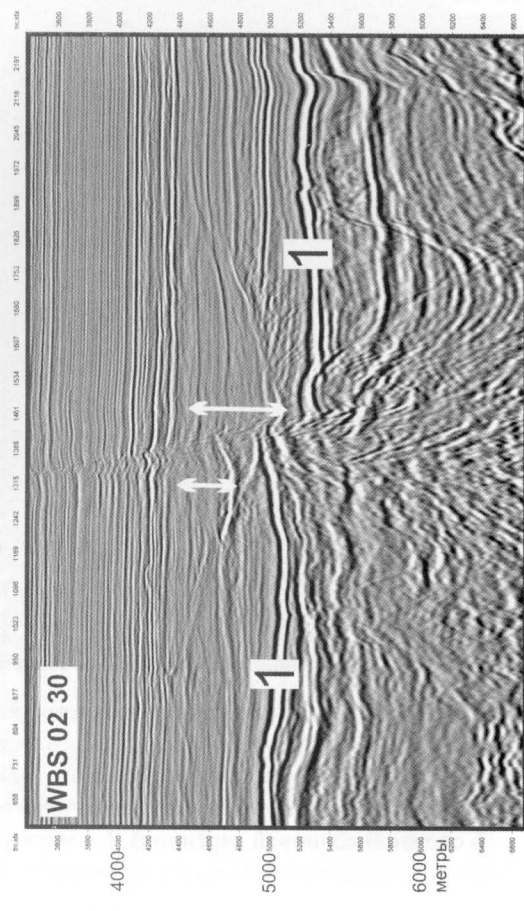
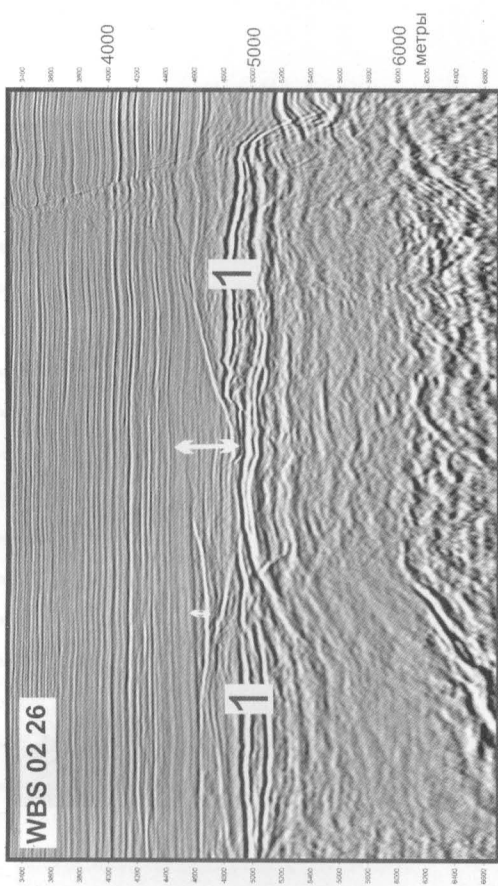
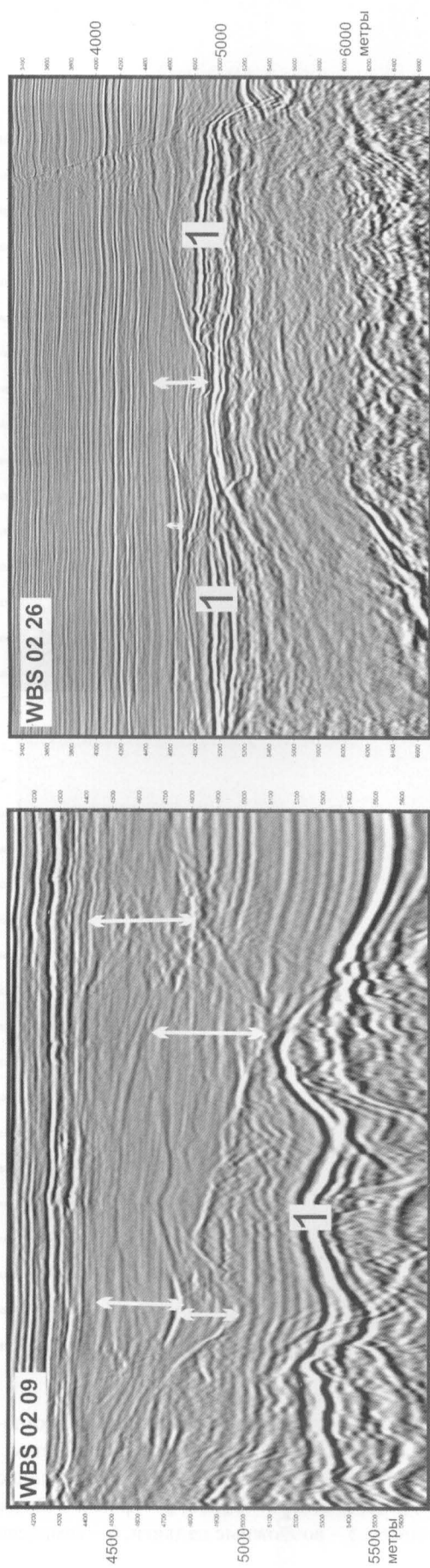
Отложения майкопа образуют призму осадков, выклинивающуюся в сторону вала Шатского и выполняющую флексурный краевой прогиб. Отложения среднего–верхнего миоцена примерно равномерно перекрыли отложения майкопа. Складчатые деформации начались в конце миоцена и продолжаются до современности. Складкообразование связано со срывом в основании майкопа. 1 – наличие ярких рефлекторов, возможно, свидетельствует о существовании пачек турбидитовых песчаников в средней части майкопа





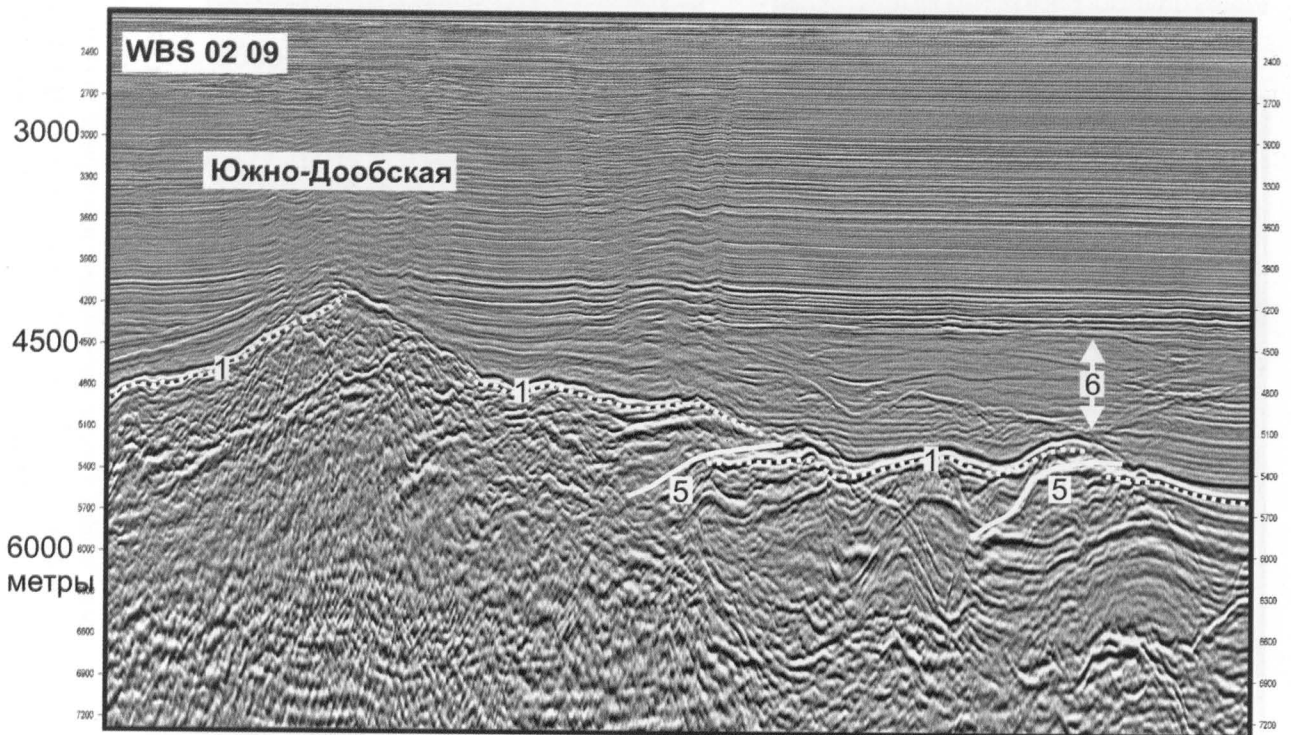
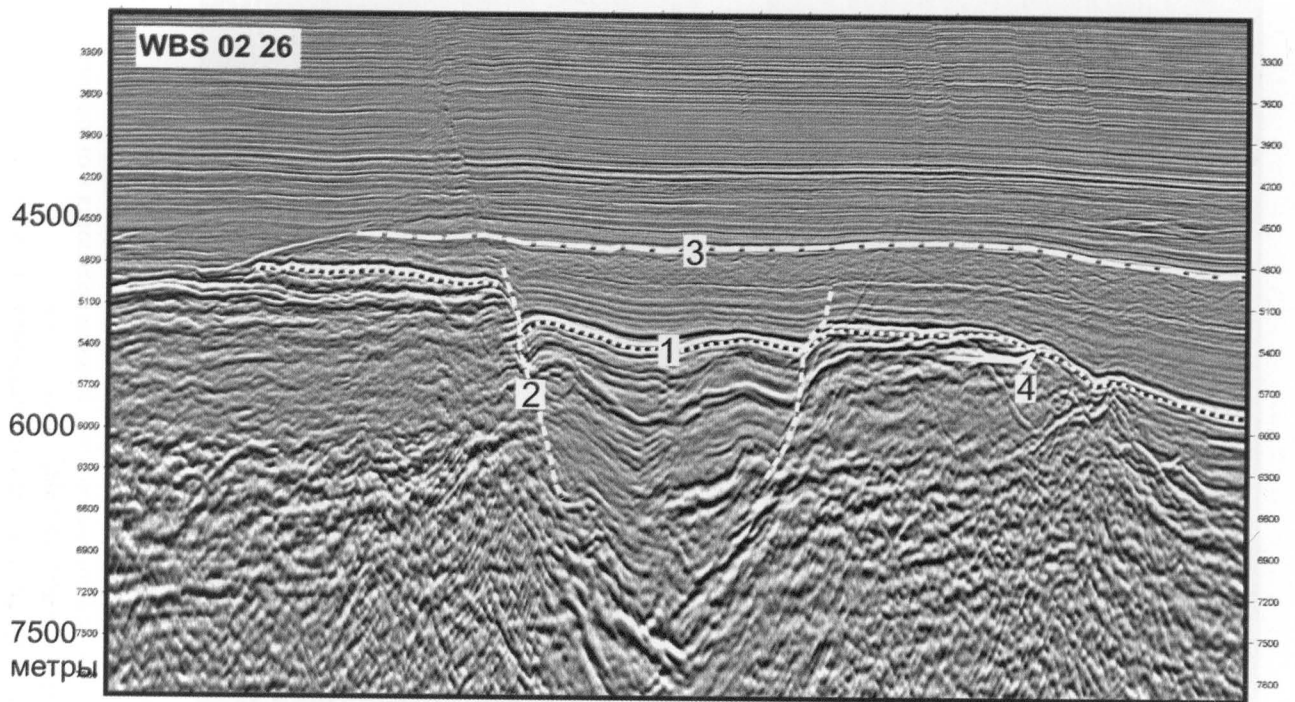
**Рис. 17. Интерпретация фрагментов сейсмических профилей, на которых видны особенности майкопских отложений.**

На профиле WBS-02-07 отчетливо виден контакт налегания, который интерпретируется как вероятная подошва майкопских отложений. На профилях WBS-02-22 и WBS-02-40 хорошо видно, что майкоп образует осадочные призмы с контактами прислонения/налегания к относительным поднятиям. Эти поднятия перекрывались осадками только в конце майкопа или вообще не перекрывались майкопом. 1 – подошва майкопа, 2 – кровля майкопа, 3 – поверхность контакта налегания, 4 – маркер «N», низы эоцена



**Рис. 18. Фрагменты сейсмических профилей с эрозионными каналами, которые интерпретируются как речные системы (хотя вариант подводных каналов не исключен).**  
 1 – маркер «N», низы эоцена. Стрелки показывают примерные толщины осадков заполнения каналов. Каналы врезаются в отложения майкопа, на профиле WBS–02–26 видно, что каналы врезаются, вероятно, до верхнего эоцена.  
 Каналы расположены на нескольких стратиграфических уровнях в среднем или среднем–верхнем миоцене





**Рис. 19. Фрагменты сейсмических профилей с возможными разломами.**

На профиле WBS-02-26 виден грабен, сбросы рассекают отложения эоцена и затухают в вышележащих отложениях. На профиле WBS-02-09 намечаются смещения границы маркера «N» по наклонным поверхностям. Возможно, это зоны взбросов-надвигов (хотя не исключено, что это связано с качеством обработки сейсмических данных в зоне со сложной волновой картиной). 1 – маркер «N», низы эоцена, 2 – сброс, 3 – кровля майкопа, 4 – несогласное залегание горизонта «N» на нижележащих отложениях, 5 – возможные надвиги, 6 – комплекс заполнения каналов



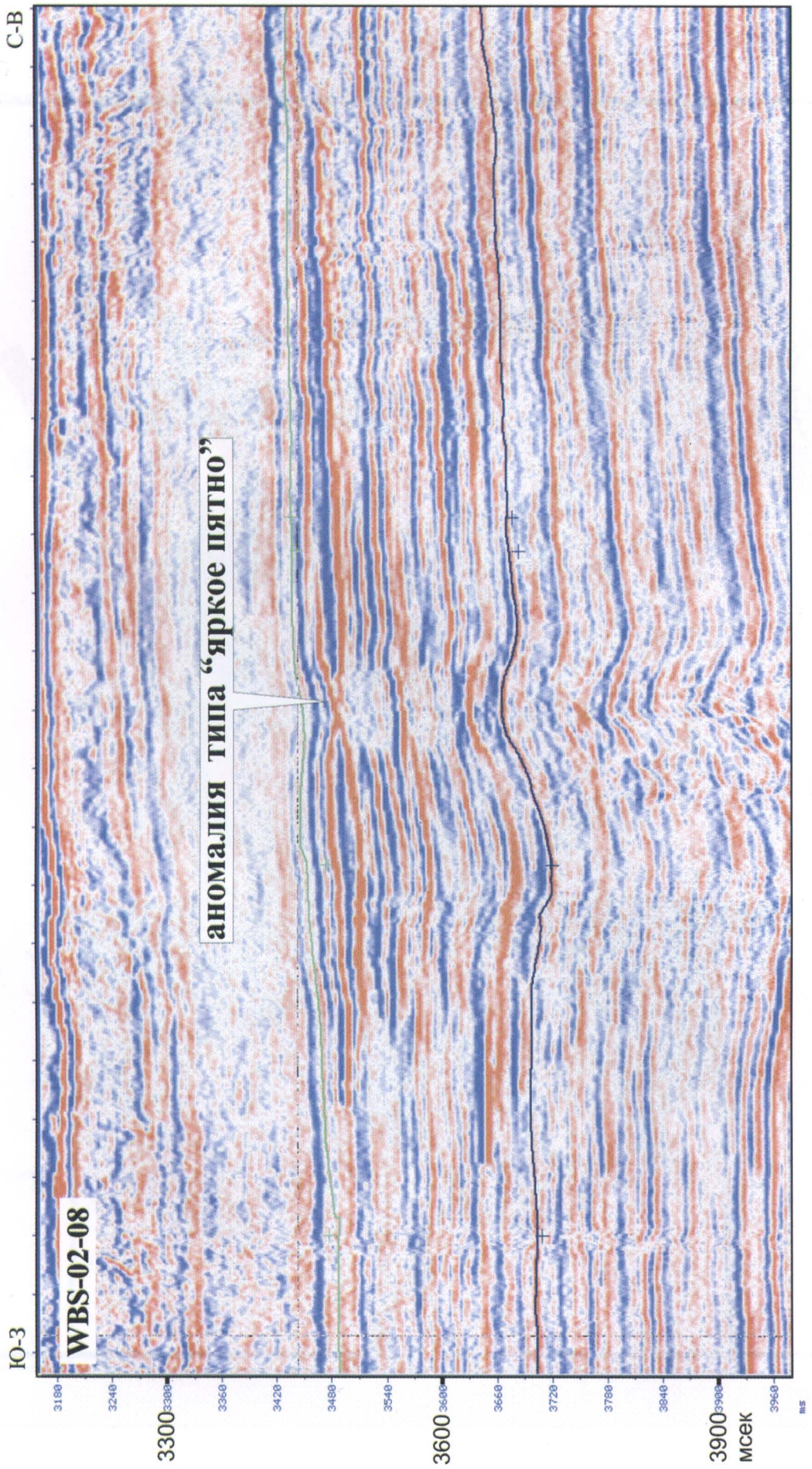


Рис. 20. Фрагмент сейсмического профиля WBS-02-08. В разрезе неогена видна аномалия типа «яркое пятно». Вероятно, она связана со скоплениями газов





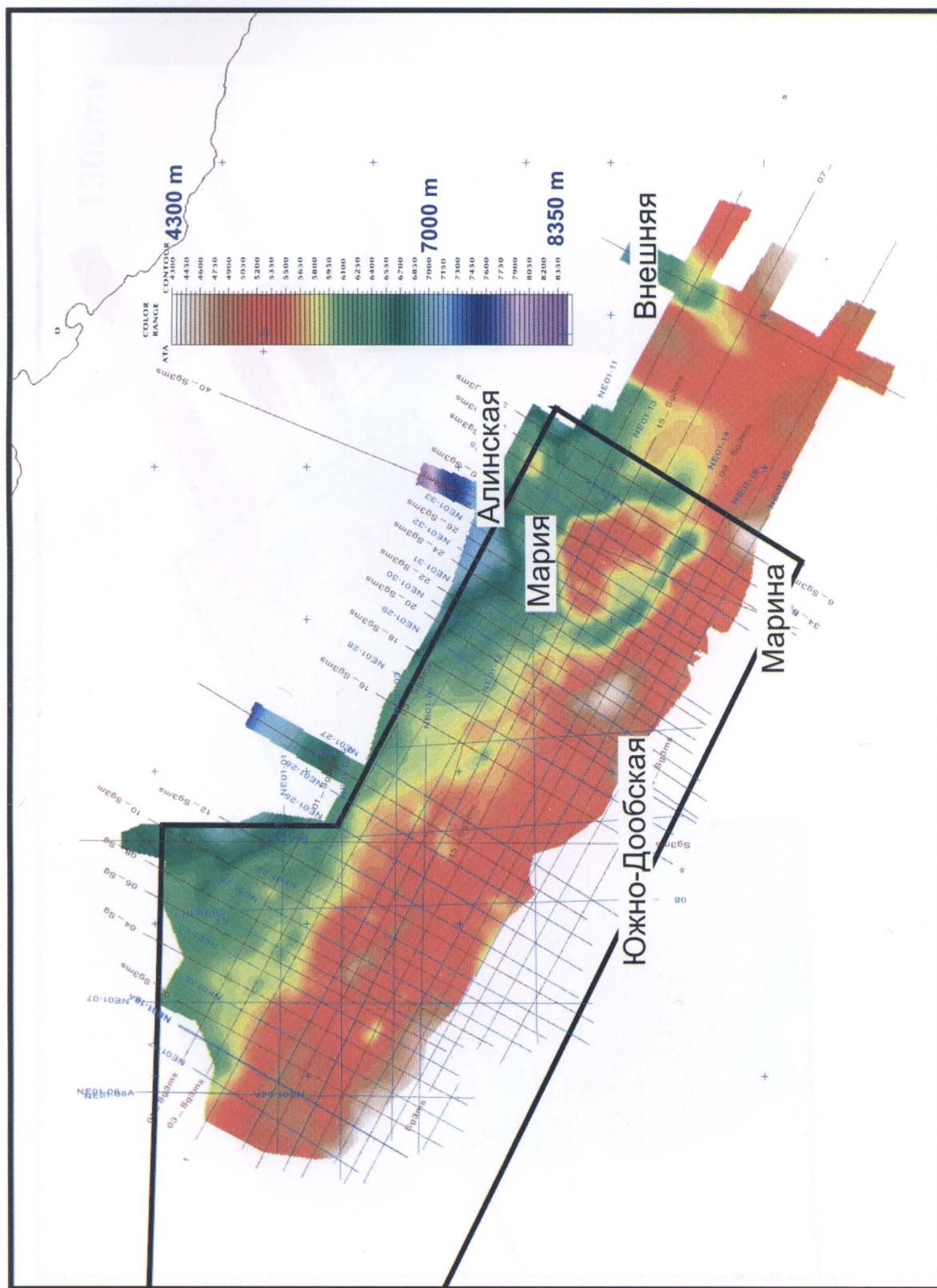


Рис. 22. Структурная карта по кровле отложений нижнего мела



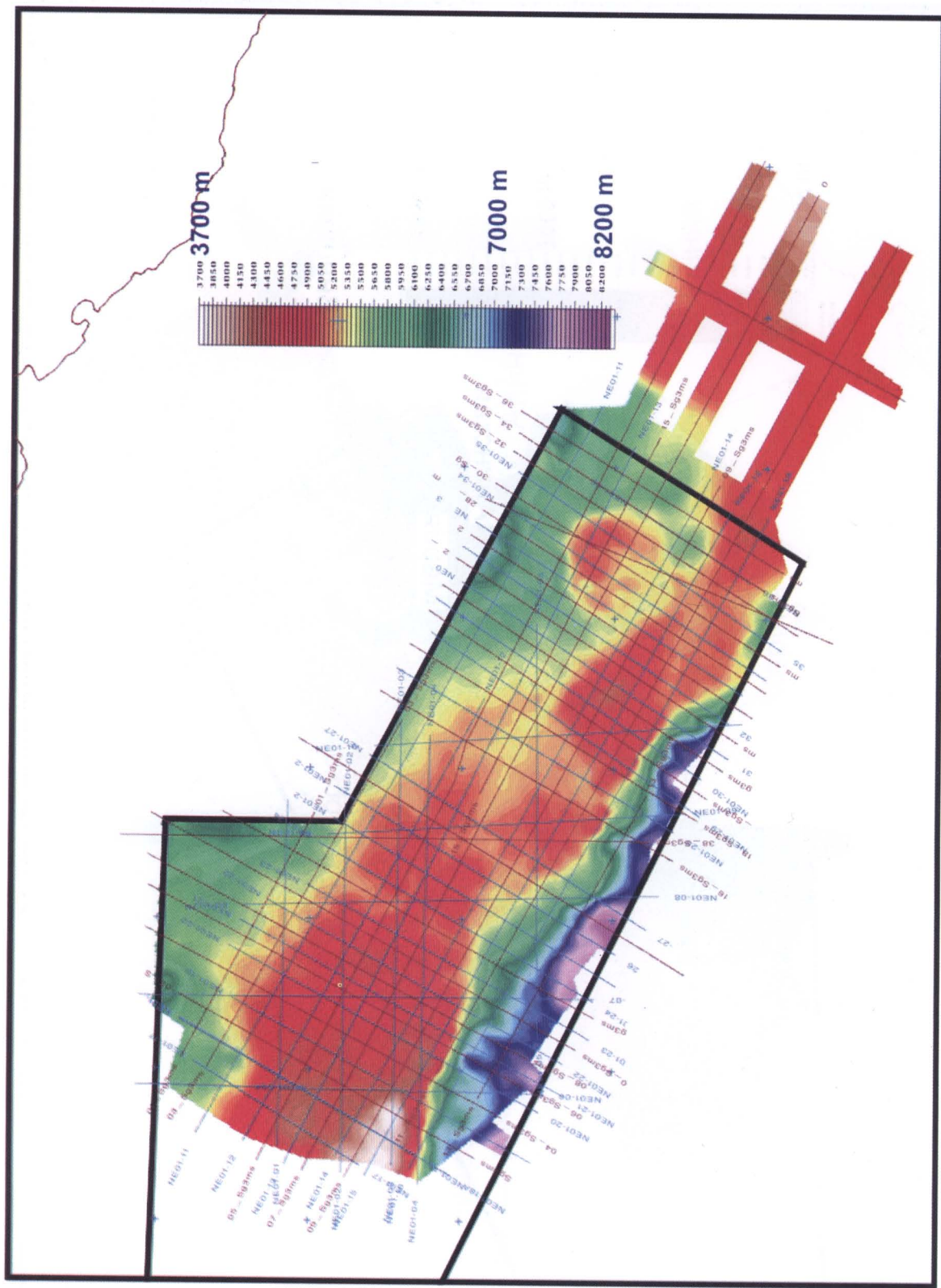


Рис. 23. Структурная карта по поверхности внутриценового или предценового несогласия (по маркеру «N»)

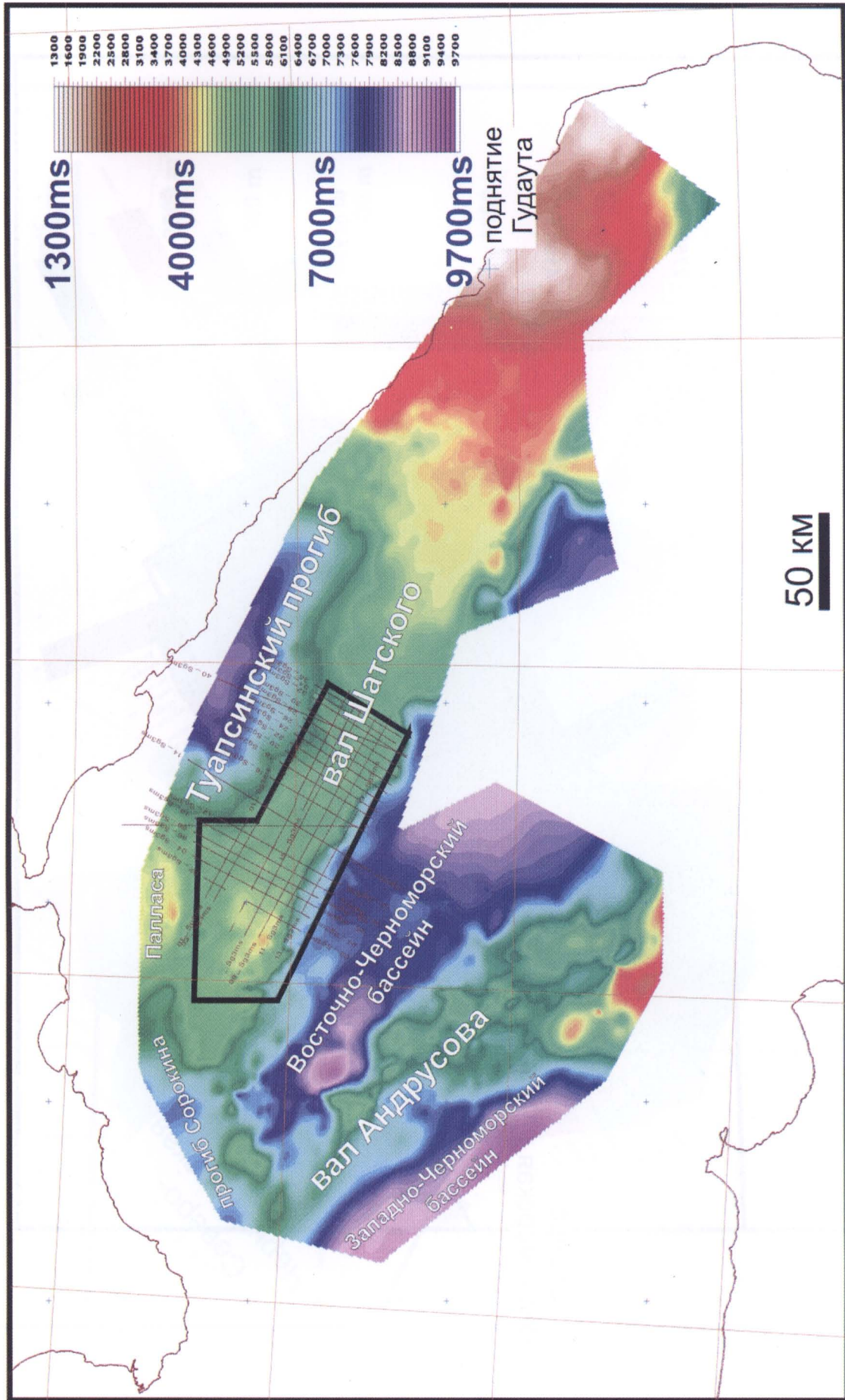
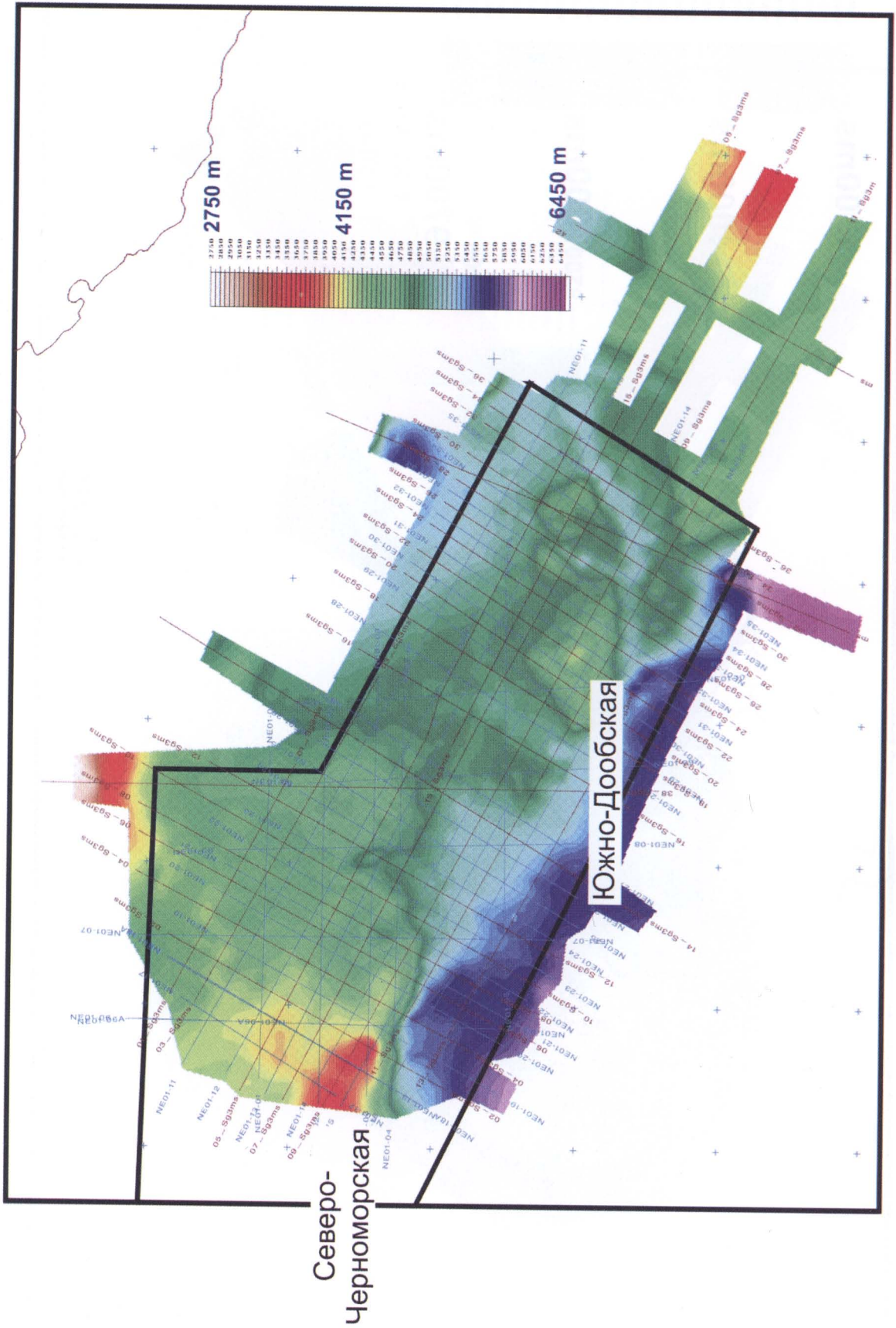


Рис. 24. Временная карта поверхности внутриэоценового (предэоценового) несогласия (по маркеру «N»). Составлена с использованием данных НК Total





**Рис. 25. Структурная карта по кровле майкопа.**  
На юго-востоке хорошо видна эрозионная система каналов

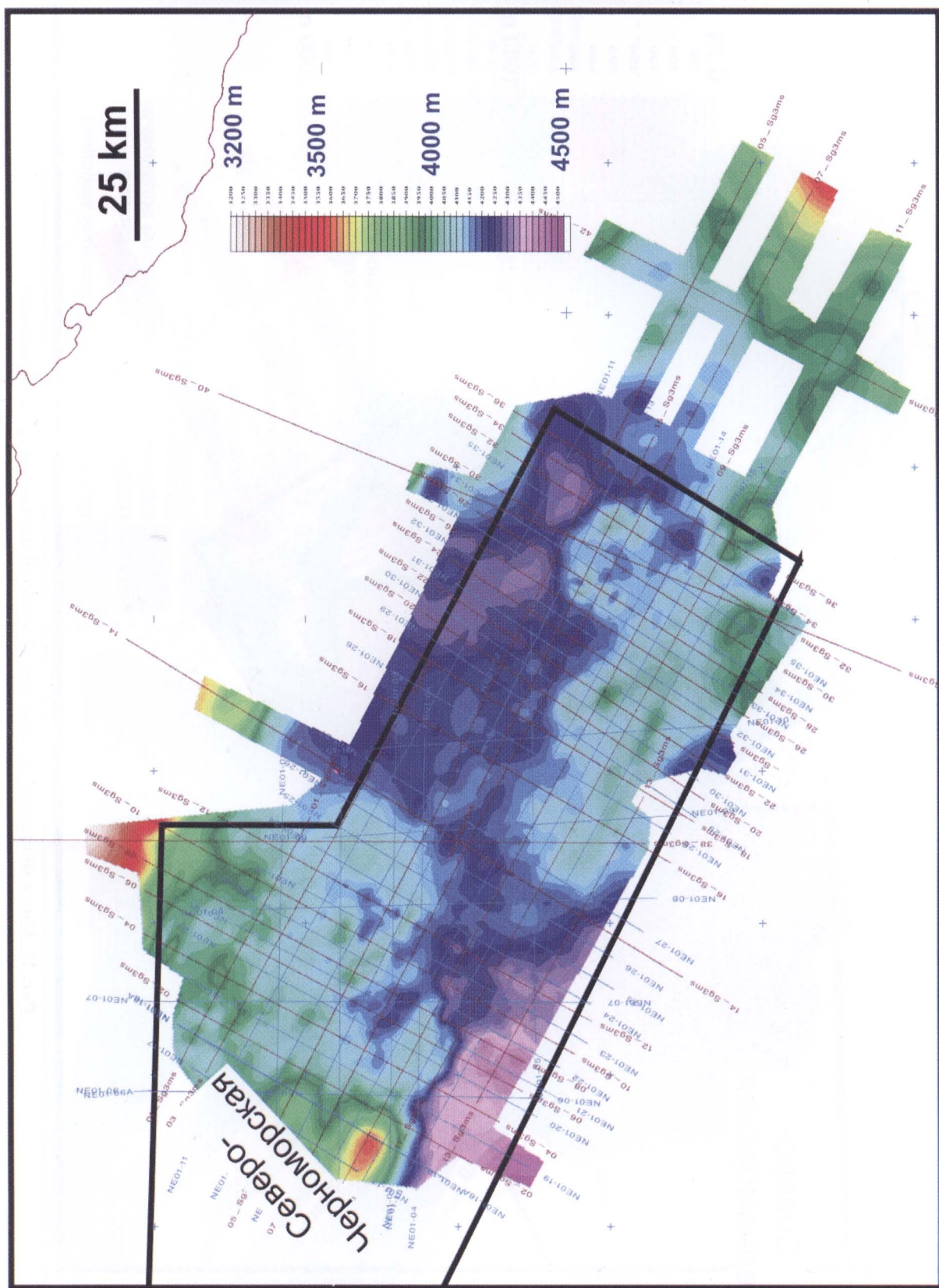


Рис. 26. Структурная карта по кровле миоцена



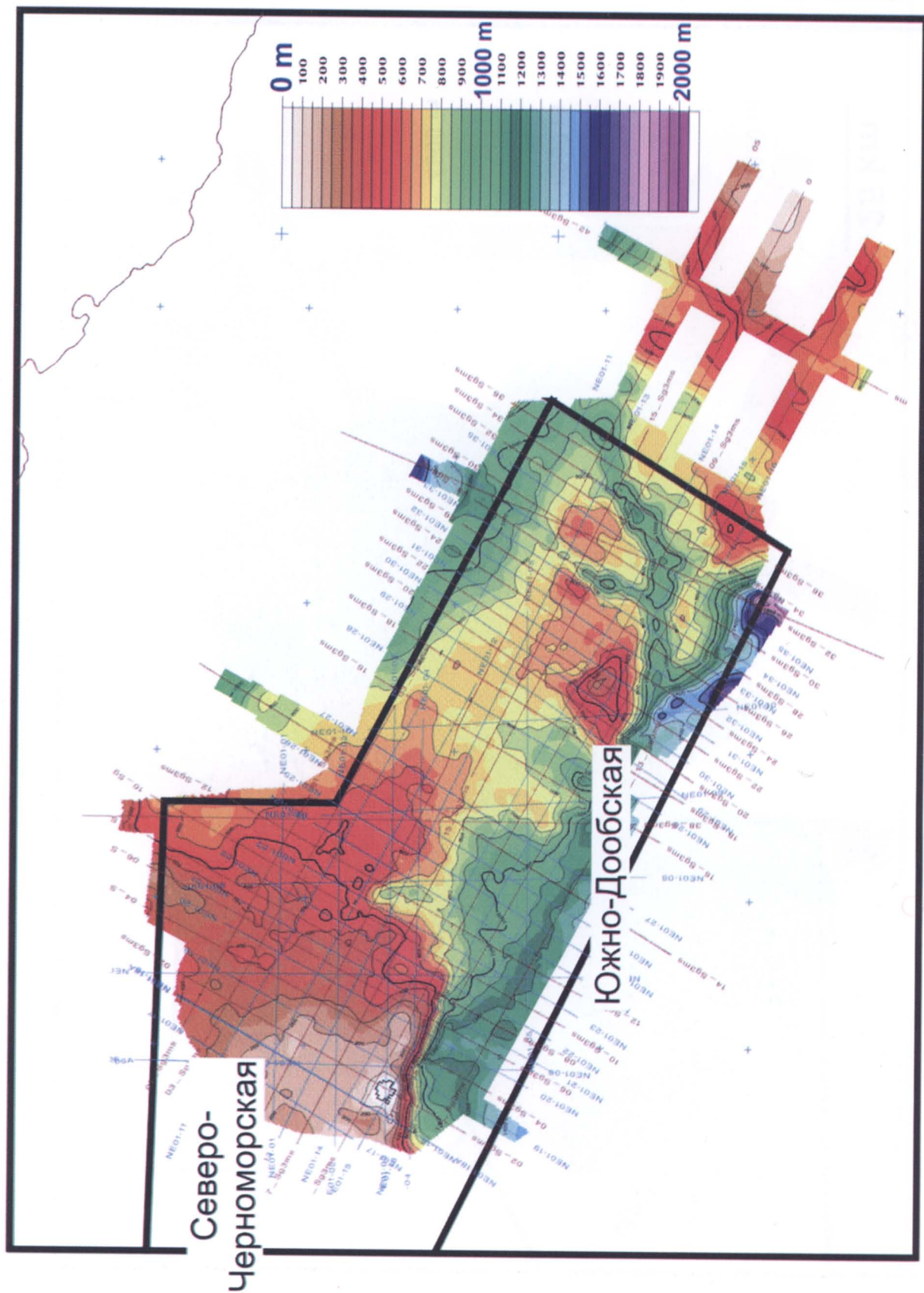


Рис. 27. Карта мощности осадков между кровлей майкопа и кровлей миоцена



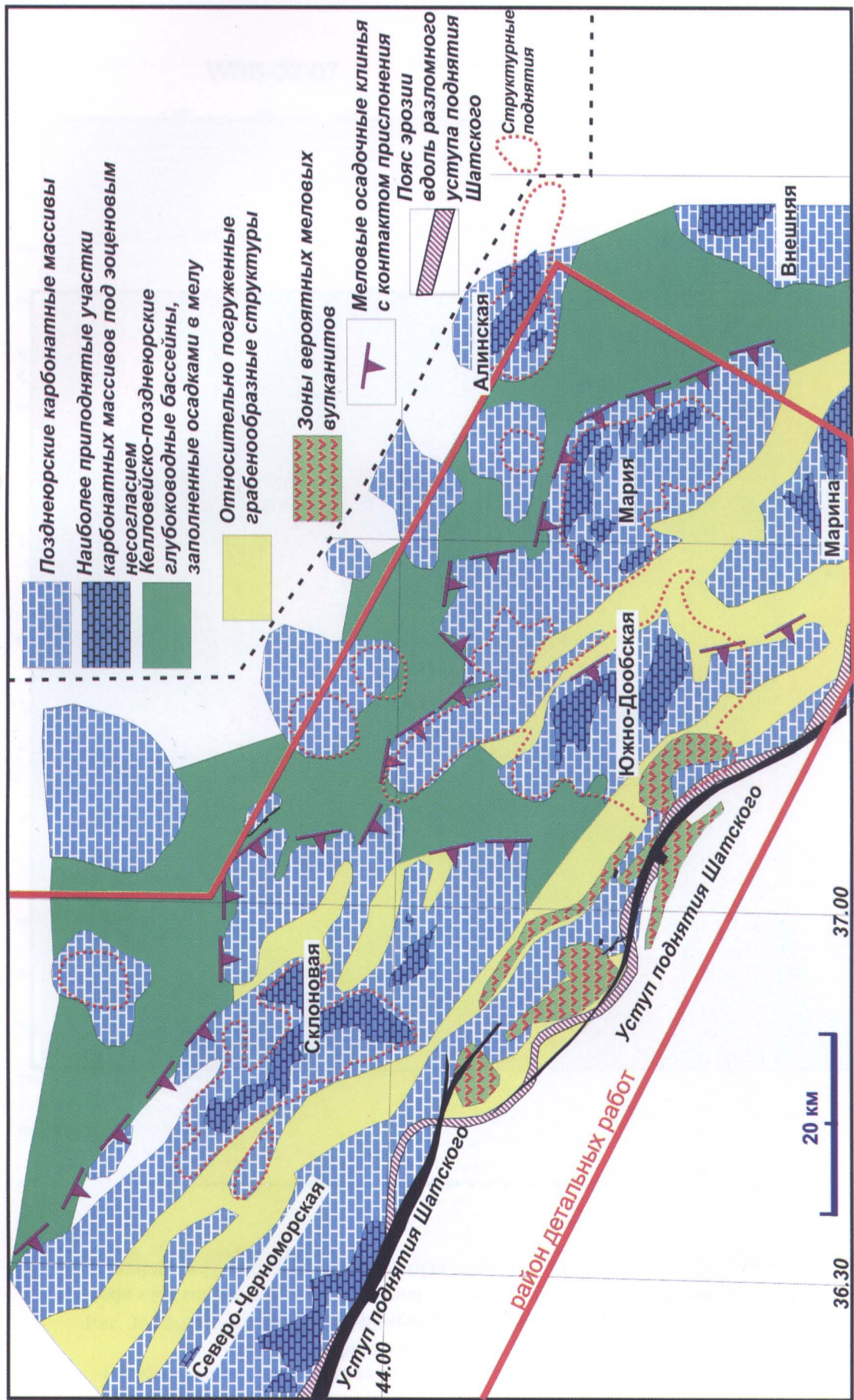


Рис. 28. Структурная схема дозоценовых образований северной части поднятия Шатского. Отложения верхнего мела и палеоцена перекрывают сплошным платформенным чехлом все структуры, их строение не показано. Составлена с использованием данных НК Total







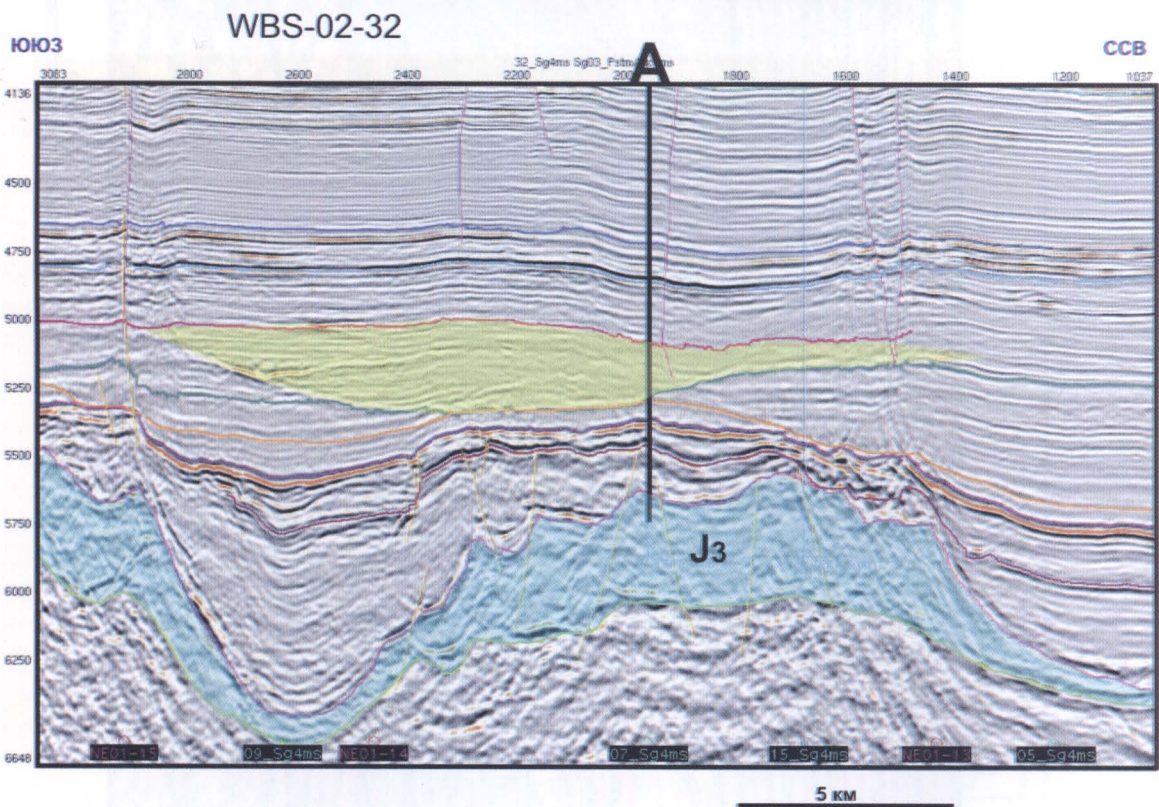
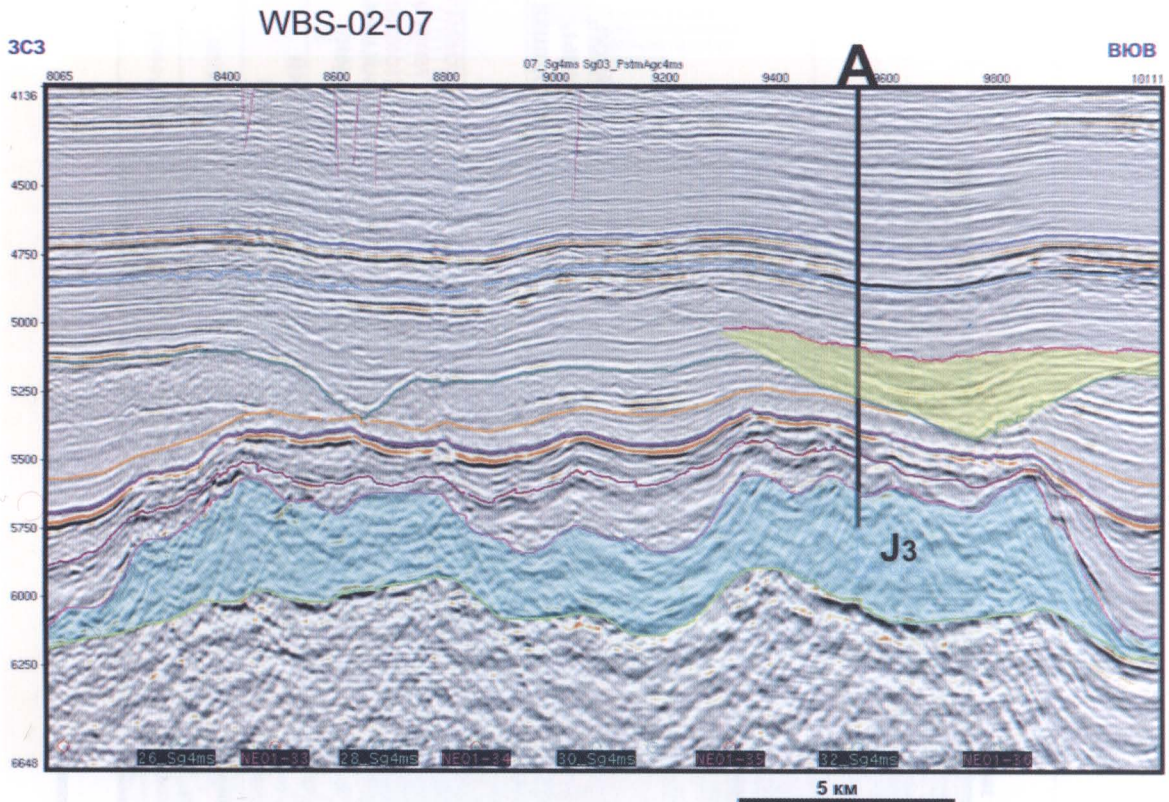


Рис. 30. Фрагменты двух сейсмических профилей, в точке пересечения которых выбрана виртуальная скважина.

Голубым цветом показана гипотетическая позднеюрская карбонатная постройка, желтым цветом – эрозионные каналы



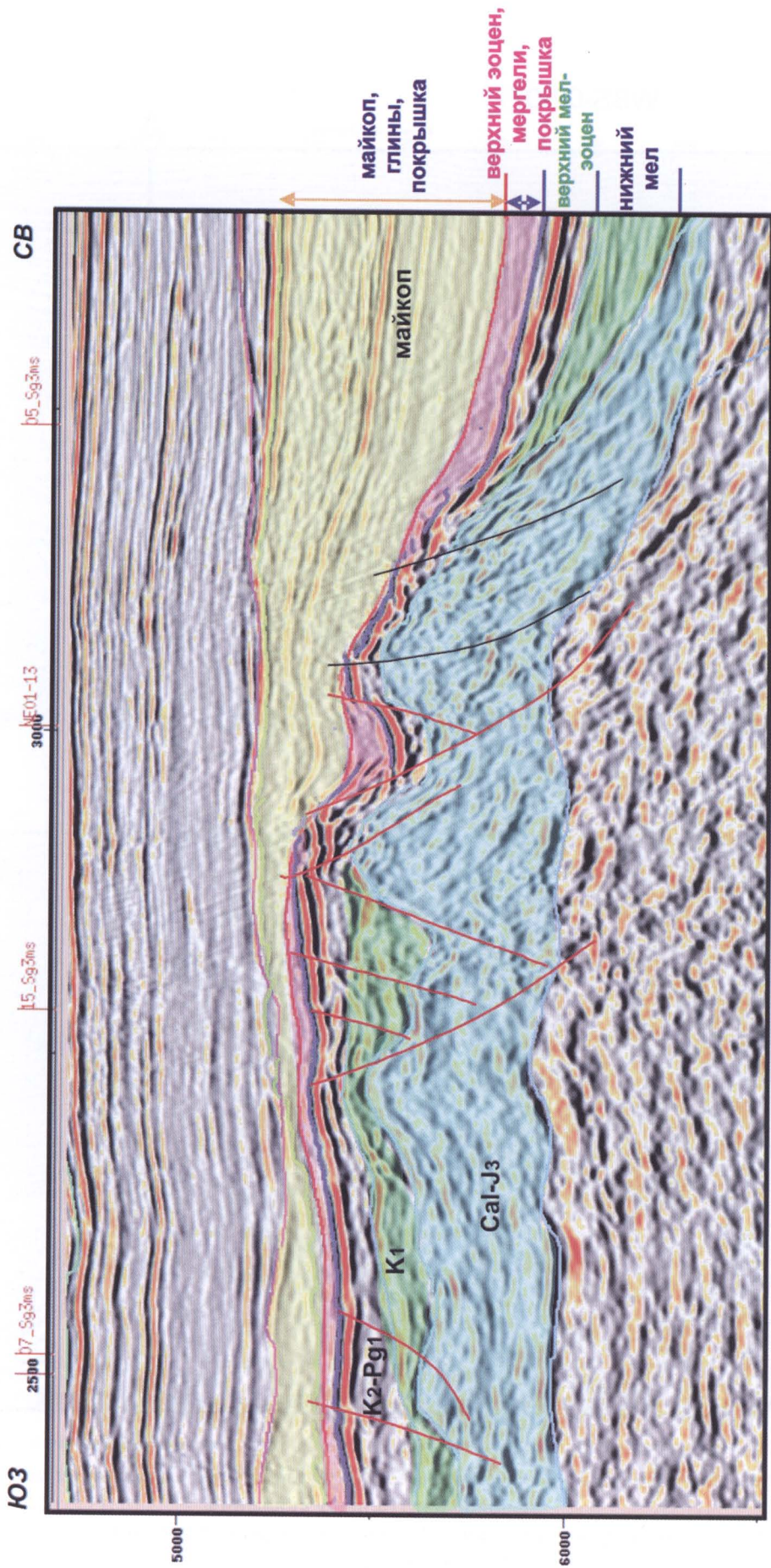


Рис. 31. Интерпретация фрагмента сейсмического профиля WBS-02-28, структура Мария. Вероятно, отложения майкопа образуют региональную покрышку



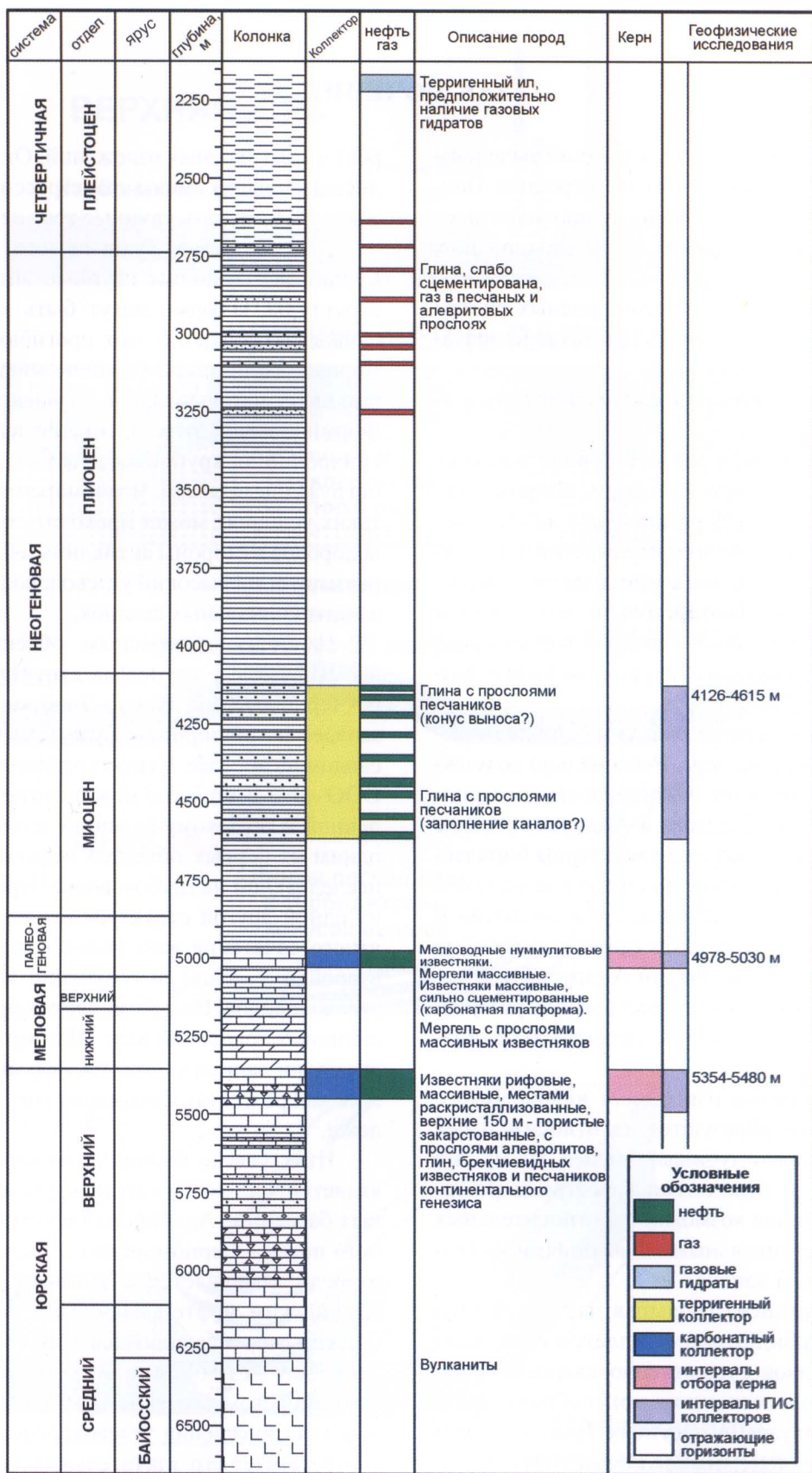


Рис. 32. Разрез виртуальной скважины для структуры Мария, предлагаемой в точке пересечения профилей WBS-02-07 и WBS-02-32.

Показана предполагаемая литолого-стратиграфическая характеристика по разрезу, дан прогноз углеводородной системы, указаны места для взятия керн и необходимых геофизических исследований



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований выделены основные черты геологического строения Восточно-Черноморского региона и проанализированы главные особенности его углеводородных систем.

В области геологии углеводородных систем основная проблема состоит в прогнозе резервуаров для углеводородов (рис.).

Мы намечаем в разрезе следующие потенциальные резервуары.

1. Карбонаты верхней юры в виде рифовых построек и карбонатных платформ. Матрица верхнеюрских известняков регионально не обладает высокой пористостью, поэтому перспективы связываются с трещинными коллекторами, усиленными активными палеокарстовыми явлениями, и с наличием обломочных шлейфов карбонатных построек позднеюрского и раннемелового возрастов.

2. Песчаники нижнего мела и биокластические известняки палеоцена. Регионально возможно предсказать наличие нижнемеловых песчаников на поднятиях Шатского и Андрусова; также регионально для палеоцена характерны биокластические пористые известняки. Эти комплексы могут образовывать относительные поднятия и перекрываться майкопскими глинами (особенно на валу Шатского и поднятии Андрусова). В таких вариантах возможно существование резервуаров в обломочных породах, перекрытых глинами.

3. Нуммулитовые известняки эоцена. Такого рода известняки образуются на относительных поднятиях с палеоглубинами менее 50 м; они характеризуются отличными качествами резервуаров. Их наличие возможно на относительных поднятиях с вертикальными движениями на границе палеоцена и эоцена.

4. Для олигоцена (большая часть майкопа) характерны турбидитовые комплексы с большой ролью песчаников существенно кварцевого состава. Тела таких песчаников могут образовывать крупные резервуары в прогибах Туапсинском и Сорокина и в районе Анапского выступа.

5. Миоценовые комплексы заполнения каналов и мелководно-морские обломочные отложения. Для среднего и, частично, верхнего миоцена вала Шатского типичны системы каналов (палео-

рек) и мелководных отложений. Они формировались в условиях смены трансгрессий и регрессий и могут содержать крупные тела песчаников.

Для прогибов Туапсинского, Сорокина и Гурийского типичны крупные антиклинальные структуры, которые могут быть хорошими ловушками. Складки в этих прогибах начали формироваться примерно в конце миоцена – начале плиоцена и продолжают развиваться до ныне. Формирование этих антиклиналей происходит синхронно с крупномасштабным (более 2 км) погружением самой Черноморской впадины. В таких условиях может проходить миграция углеводородов в стороны антиклиналей, и эти данные указывают на высокий углеводородный потенциал антиклинальных складок.

Наиболее интересным объектом является вал Шатского с крупными структурами – Северо-Черноморской, Южно-Дообской и Мария на западе и обширным Гудаутско-Очамчирским сводом на востоке. Структура Мария после работ ООО «Вал Шатского» может считаться подготовленной к глубокому бурению, и она может быть одним из первых объектов нефтегазописковых исследований на глубоководье Черного моря. Ни на одной другой структуре нет более благоприятного сочетания всех типов возможных резервуаров и условий аккумуляции и сохранности углеводородов. На сейсмических профилях в миоценовых толщах на валу Шатского выявляются аномалии записи (яркое пятно), интерпретируемые как результат влияния на сигнал газовой залежи.

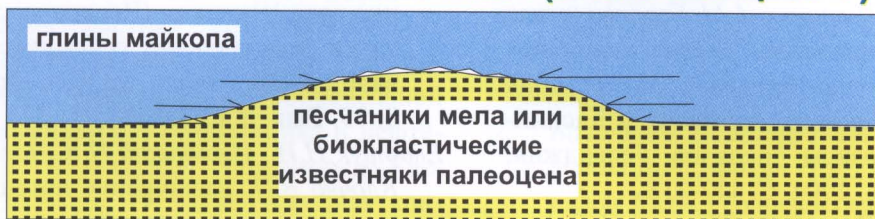
Итак, северо-восток Черноморского региона является частью одного из крупнейших осадочных бассейнов Альпийско-Гималайского орогенного пояса – Черноморского. Последний, в свою очередь, сочленяется с Закавказским и Южно-Каспийским нефтегазонасными кайнозойскими бассейнами, являющимися задуговыми прогибами в тылу мезозойского вулканического пояса. В Черноморском бассейне пока не открыты крупные месторождения углеводородов, что явно не соответствует его значительным размерам и потенциальным возможностям.

В целом, мы отметим высокий углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона и необходимость продолжения его изучения.

## ВЕРХНЯЯ ЮРА



## НИЖНИЙ МЕЛ (и ПАЛЕОЦЕН-?)



## Нуммулитовая банка

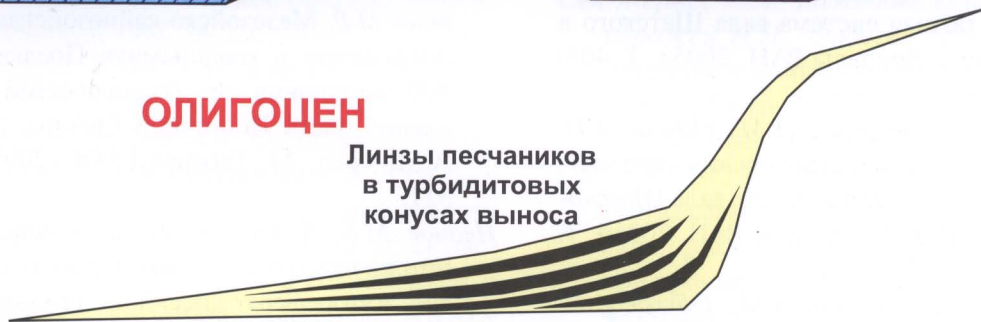
(мощность до 50 метров)

## СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

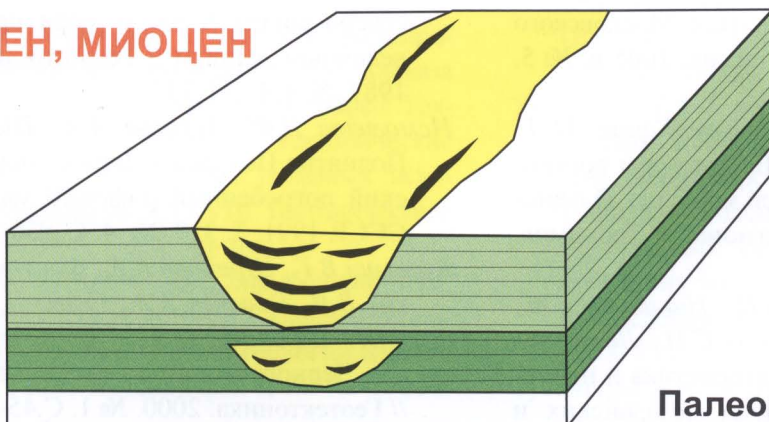


## ОЛИГОЦЕН

Линзы песчаников в турбидитовых конусах выноса



## НЕОГЕН, МИОЦЕН



Палеоканалы с линзами песчаников в ассоциации с трансгрессивными мелководно-морскими осадками

Основные вероятные резервуары в Восточно-Черноморском регионе



## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В. М.* Грязевые вулканы и нефтепроявления в Туапсинском прогибе и на валу Шатского (Чёрное море) // Доклады РАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 362-365.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М.* Геологическая история потенциальных нефтегазоносных бассейнов Восточно-Черноморского региона // Нефть и газ Черного, Азовского и Каспийского морей. Тезисы докладов. Геленджик: Южморгеология, 2004. С. 117-118.
- Афанасенков А.П., Ленард Р., Обухов А.Н.* Геодинамика и нефтегазоносность северо-востока Черного моря // Вторая международная конференция «Геодинамика нефтегазоносных бассейнов». Тезисы докладов. М.: 2004. Т. 2. С. 9-12.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // Доклады РАН. 2005а. Т. 403. № 1. С. 67-70.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Выделение системы позднеюрских карбонатных построек в северной части вала Шатского в Черном море // Доклады РАН. 2005б. Т. 403. № 2. С. 216-219.
- Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическая история Восточно-Черноморского региона и перспективы его нефтегазового потенциала // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. 2005 в. № 5. С. 3-14.
- Баженова О.К., Фадеева Н.П., Сен-Жермес М.Л., Арэфьев О.А., Боден Ф.* Биомаркеры органического вещества и нефтей майкопской серии Кавказско-Скифского региона // Геохимия. 2002. № 9. С. 993-1008.
- Баженова О.К., Фадеева Н.П., Никишин А.М., Афанасенков А.П., Болотов С.Н., Лаврищев В.А.* Геохимическая характеристика и нефтегазоматеринский потенциал мезозойских и кайнозойских отложений Восточного Причерноморья // Вестник Московского университета. Сер. 4, Геология. 2006. № 5. С. 44-51.
- Горшков А.С., Ступак С.Н., Туголесов Д.А., Халхалев Е.М.* Погребенная миоценовая долина – возможный объект поисков нефти и газа в Черноморской впадине // Геология нефти и газа. 1987. № 10. С. 24-28.
- Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортон А.В.* Строение вала Шатского (Черное море) по результатам региональных сейсмических исследований МПВ // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 3-7.
- Евдоцук Н.И., Ильницкий Н.К., Мельничук П.Н., Клочко В.П.* Расширение потенциала нефтегазоносности акваторий Черного и Азовского морей // Геология нефти и газа. № 2. 2000.
- Еришов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55-72
- Еришов А.В., Никишин А.М., Болотов С.Н., Коротаяев М.В.* Мезозойско-кайнозойская история погружения и геодинамика Предкавказья // 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Никишин А.М. – ред. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. С. 259-311.
- Иванов М.К.* Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический фак-т, 1999. 74 с.
- Исмагилов Д.Ф.* Возможные рифовые системы северо-запада Черного моря по сейсморазведочным данным // Геология нефти и газа. 1987. № 4. С. 31-33.
- Исмагилов Д.Ф., Терехов А.А., Шайнуров Р.В.* Поднятие Палласа в Черном море - мезозойский погребенный рифовый массив // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 935-939.
- Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И., Мелихов В.Р., Булычев А.А., Гилод Д.А., Андреева О.И., Шрейдер Ал.Ав.* Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 2000. № 1. С.45-60.
- Козлова Е.В.* Нефтегазоматеринский потенциал отложений глубоководных осадочных бассейнов в зонах развития подводного грязевого вулканизма. Автореф. дисс.канд. геол.мин. наук М.: МГУ, Геологический фак-т, 2003. 20 с.

- Копяевич Л.Ф., Алисова Е.А., Никишин А.М., Яковичина Е.В.* Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Доклады РАН. 2007 (в печати).
- Кортаев М.В., Ершов А.В., Никишин А.М.* Моделирование тектонической истории Черноморского и Южнокаспийского бассейнов // 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Никишин А.М. – ред. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. С. 312-341.
- Круглякова Р.П., Нечаева О.Л., Чаленко Л.А., Шевцова Н.Т., Прокотцева Л.В.* Геохимическая характеристика нефтематеринских свойств мезо-кайнозойских пород Туапсинского прогиба Черного моря и сопредельной суши Предкавказья // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. IV Международная конференция «Крым-2002», Крым, Гурзуф, 9-14 сентября 2002. Тезисы докладов. Симферополь, 2002. С.104-106.
- Лалиев А.Г.* Майкопская серия Грузии. М.: Недра, 1964. 309 с.
- Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А.* Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника, 1998. № 5. С. 76-85.
- Муратов М.В.* – ред. Геология СССР. Т. VIII, Крым. Ч. 1. М.: Недра, 1969. 576 с.
- Никишин А.М., Ершов А.В.* Строение и происхождение Западно-Кубанского и Туапсинского краевых прогибов на основе анализа сейсмогеологических трансектов // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 71-74.
- Никишин А.М., Лаврищев В.А.* Динамика формирования кайнозойского орогена Большого Кавказа и сопряженных с ним краевых прогибов // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. 2005. Т. 2. С. 44-46.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др.* Геологическая история Скифско-Черноморского региона // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, Геологический фак-т, 1997а. С. 207-227.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копяевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И.* Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестник МГУ. Сер. 4, Геология. 1997б. № 3. С. 6-16.
- Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3-18.
- Никишин А.М., Циглер П.А., Панов Д.И., Болотов С.Н., Фокин П.А.* Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы // 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Никишин А.М. – ред. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. С. 39-163.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копяевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по крымской практике). М.: МГУ, 2006. 60 с.
- Попович С.В.* Геологические предпосылки нефтегазоносности северо-восточной части Черного моря // Геология нефти и газа. 2000. № 6. С. 14-21
- Сен-Жермес М.Л., Баженова О.К., Боден Ф., Запорожец Н.И., Фадеева Н.П.* Органическое вещество в майкопских отложениях олигоцен Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 1. С. 56-73
- Стовба С.Н., Хряцневская О.И., Попадюк И.В.* Направления геологоразведочных работ на акваториях Украины // Проблемы нефтегазовой промышленности. Киев, 2006. Вып. 4. С. 41-51 (на украинском языке).
- Терехов А.А., Шимкус К.М.* Молодые складки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины // Геотектоника. 1989. № 1. С. 72-79.
- Туголесов Д.А.* – ред. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1: 1 500 000. Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей, кайнозойских отложений Черноморской впадины. Геленджик: ГП НИПИ Океангеофизика, 1993. 73 с.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Пономарева Е.А.* Органическое вещество майкопских пород прогиба Сорокина. Новые идеи в геологии



- и геохимии нефти и газа. Материалы пятой международной конференции. М.: МГУ, 2001. С. 463-465.
- Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68-75.
- Шарафутдинов В. Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический фак-т, 2003. 45 с.
- Шнюков Е.Ф., Щербачев И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоосторовная дуга севера Черного моря. Киев: Нац. АН Украины, 1997. 287 с.
- Щерба И.Г., Ильина Л.Б., Хондариан С.О. Мэотический этап развития Восточного Паратетиса и его складчатого обрамления // Доклады РАН. 2001. Т. 381. № 5. С. 656-660.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.-P., Crasquin S., Sandulescu M. – eds. Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW. Paris: 24 maps and explanatory notes. 2000. I-XX. 1-269.
- Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 95-118
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. V. 30 (117-118). P. 197-324.
- Gürür N. Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. 1988. V. 147. P. 247-262.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain // Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau – eds. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 2001. V. 186. P. 296-346.
- Nikishin A. M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // Sedimentary Geology. 2003. V. 156. P. 149-168.
- Okay A.I., Sahintürk O. Geology of the Eastern Pontides // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. A.G. Robinson – ed. Memoir 68. American Association of Petroleum Geologists, 1997. P. 291-311.
- Okay A.I., Tuysuz O. Geology of the Eastern Pontides. A guide book. Istanbul, Turkey: Istanbul Technical University, 2003. 76 p.
- Okay A.I., Sengor A.M.C., Gorur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. 1994. V. 22. P. 267-270.
- Rangin C., Bader A.G., Pascal G., Ecevitoglu B., Gorur N. Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Tutkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise) // Marine Geology. 2002. V. 182. P. 265-278
- Robinson A.G. – ed. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. Memoir 68. American Association of Petroleum Geologists. 1997. 385 p.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks, C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. P. 195-223.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitru R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 211-233.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 181-211.

Научное издание

**А.П. Афанасенков, А.М. Никишин, А.Н. Обухов**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ  
И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ  
ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА**

«НАУЧНЫЙ МИР»

Тел./факс (007) (095) 291-2847.

E-mail: [naumir@benran.ru](mailto:naumir@benran.ru) Internet <http://bookish.iring.ru>

Подписано к печати 20.06.07

Формат 60x84/8 Гарнитура Таймс. Печать офсетная. 21,25 печ. л.

Тираж 500 Заказ 137





9 785891 764613 >

