

УДК 551.262(234.9)

**СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА
НА РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ СТАДИИ ЕГО РАЗВИТИЯ
(РАННЯЯ И СРЕДНЯЯ ЮРА)**

Д. И. Панов

Ранне-среднеюрский этап имеет важное значение для анализа всей истории геологического развития Большого Кавказа. В отличие от более древних и более молодых, нижне- и среднеюрские отложения распространены практически во всех тектонических зонах Большого Кавказа и смежных районов, что позволяет на этом этапе восстановить особенности геологической истории как всего Большого Кавказа в целом, так и отдельных его частей с большой полнотой и объективностью.

Анализ различий в строении нижне- и среднеюрских отложений в разных частях Большого Кавказа позволяет выделить на его территории ряд областей и зон, каждой из которых присущ только ей свойственный тип разреза нижне- и среднеюрских отложений. Под типом разреза понимаются его стратиграфический объем и полнота, последовательность слагающих его толщ горных пород, их литологический состав и мощности, наличие и характер продуктов магматической деятельности, зафиксированных в разрезе, характер изменения фаций и мощностей отложений в пределах данной области или зоны. При выделении последних учитываются и характер дислокаций, и степень метаморфизма отложений, и все особенности проявления ранне-среднеюрской магматической деятельности. Выделенные таким образом области и зоны соответствуют определенным палеотектоническим элементам, развивавшимся на территории Большого Кавказа в ранне-среднеюрское время.

Исходя из изложенных выше принципов, территорию Большого Кавказа и прилегающих районов можно разделить на три большие области (рисунок). Северная область, расположенная к северу от Тырныауз-Пшекишской шовной зоны и ее западного (Ахтырский разлом) и восточного (Сунженская зона дислокаций) продолжений и охватывающая Лабино-Малкинскую зону [8] и прилегающие районы равнинного Предкавказья, в ранне-среднеюрское время представляла собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты. Расположенная южнее область, заключенная между Тырныауз-Пшекишской и Кахетино-Лечхумской шовными зонами и охватывающая основную часть современного мегантиклинория, соответствует ранне-среднеюрской геосинклиналии Большого Кавказа. Область к югу от Кахетино-Лечхумского шва, приблизительно соответствующая Закавказской межгорной зоне, в ранне-среднеюрское время выступала как относительно приподнятый (за исключением байосского века) Закавказский срединный массив, ограничивавший геосинклиналь Большого Кавказа с юга.

Южная окраина Скифской плиты

В пределах южной окраины Скифской плиты нижне- и средне-юрские отложения не метаморфизованы и залегают очень полого, резко несогласно перекрывая герцинский складчатый фундамент. Они пред-

ставлены здесь исключительно мелководными морскими, а частично (плинсбах и верхний бат) и континентальными образованиями, с большим количеством остатков ископаемых животных и растений и характеризуются сравнительно небольшой мощностью (до 1300 м на бортах Восточно-Кубанской впадины, до 1000—1500 м в восточной и 1200—2500 м в западной части Лабино-Малкинской зоны), четкой стратификацией, наличием перерывов и горизонтов конденсации, сильной

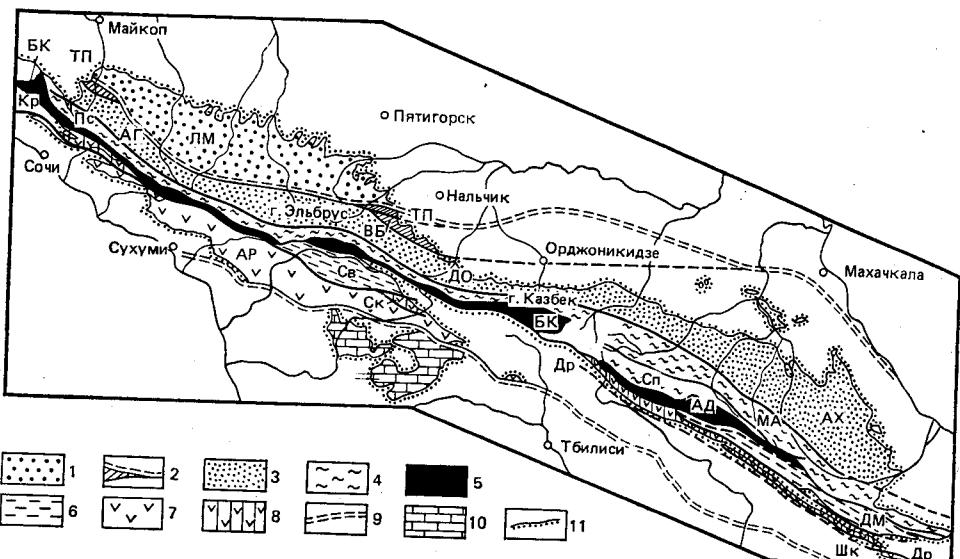


Схема структурно-фационального районирования территории Большого Кавказа для ранне-среднеюрского времени: 1 — эпигерцинская Скифская плита (ЛМ — Лабино-Малкинская зона); 2 — переходная полоса между Скифской плитой и геосинклиналью (ТП — Тырныауз-Пшекишская шовная зона; ВБ — Восточно-Балкарская зона); 3—8 — геосинклиналь Большого Кавказа. Для ранней юры и аалена: 3 — северный борт (АГ — Архыз-Гузерипльская, ДО — Диего-Осетинская, АХ — Агвали-Хивская зоны); 4 — северное обрамление осевого трога (Пс — Псеашинская, МА — Метлюта-Ахтычайская, Сп — Сперозская зоны); 5 — осевой трог геосинклинали (БК — Бзыбско-Казбекская, АД — Алазань-Диндидагская зоны); 6 — южное обрамление осевого трога (Кр — Краснополянская, Св — Сванетская, ДМ — Даличай-Мазинская зоны); 7—8 — южный борт (АР — Абхазо-Рачинская, Ск — Сакаурская, Др — Дуруджинская и Шекинская зоны). Для байоса и бата: 2—3 (ДО, АХ) — Северная система прогибов, 3 (АГ) — 4 — система Центральных геоантклинальных поднятий; 5—6 — система прогибов южного склона; 7 — Закавказский вулканогенный прогиб; 8 — полоса с переходным вулканогенно-осадочным типом разреза байоса; 9 — Кахетино-Лемхумская шовная зона; 10 — Закавказский срединный массив (в байосе — часть Закавказского вулканогенного прогиба); 11 — граница распространения нижне-среднеюрских отложений на поверхности

фациальной изменчивостью с неправильным, « пятнистым » расположением фаций. Магматические проявления распространены крайне ограниченно (Клухорско-Маринский район) и представлены продуктами наземного излияния и субвулканическими образованиями среднего — кислого (от андезитобазальтов до дакитов) состава (плинсбах). Характерны отсутствие продольной фациальной зональности общекавказского простирания и, наоборот, значительная изменчивость разреза в субширотном направлении, отражающая влияние поперечных по отношению к Кавказу платформенных структур [9, 10].

Тырныауз-Пшекишская и Восточно-Балкарская зоны

Тырныауз-Пшекишская шовная зона на большей части своего протяжения была выражена в ранне-среднеюрское время одним крупным разломом, отделявшим Скифскую плиту от геосинклиналии Большого Кавказа. Но на западном (бас. р. Белой) и восточном (междуречье Баксана и Чегема) окончаниях она имеет более сложное строение и состоит из одного или нескольких узких блоков, разделенных разломами. Разрез нижней и средней юры здесь отличается исключительно резкой фациальной изменчивостью отложений и резкими колебаниями мощностей слагающих их свит от многих сотен метров до полного выклинивания в разных блоках [11]. Такой же по набору и строению толщ, но несколько менее изменчивый разрез ниже-средне-юрских отложений характеризует Восточно-Балкарскую зону, примыкающую на юго-востоке к Тырныауз-Пшекишской [10]. В пределах мегантиклиниория она ограничивается с юга системой разломов, протягивающейся от верховьев Чегема через горы Чегетджора, Айдаруксырт, Базахох до Уруха (Чегетджорский разлом). Восточнее она, вероятно, прослеживается под кайнозойскими отложениями Осетинской и Чеченской впадин, ограничиваясь с юга Владикавказским разломом (восточное продолжение Чегетджорского) и образуя здесь вместе с Тырныауз-Пшекишской зоной относительно широкую переходную полосу между Скифской плитой и геосинклиналью Большого Кавказа.

Разрез ниже-среднеюрских отложений этой полосы имеет в разных своих горизонтах сходные черты строения то с разрезом плиты, то с разрезом геосинклиналии. Он начинается морскими отложениями безенгийской свиты плинсбаха, отличающейся лишь несколько более грубым составом и большей мелководностью от одновозрастной мизурской свиты северного борта геосинклиналии. В прилегающих с севера участках плиты морские отложения плинсбаха вообще отсутствуют. Вероятно, в это время переходная полоса соответствовала периферической части геосинклинального прогиба и границей геосинклиналии являлся северный (Хастинский) разлом Тырныауз-Пшекишской шовной зоны. Вышележащие тоарские и ааленские отложения, напротив, представлены здесь джигиатской свитой, имеющей совершенно такое же строение, как севернее, в восточной части Лабино-Малкинской зоны, и резко отличаются от одновозрастных толщ северного борта геосинклиналии. В это время переходная полоса представляла собой разбитую продольными разломами южную подвижную окраину Скифской плиты, а северной границей геосинклиналии являлась система Чегетджорского-Владикавказского разломов. Подвижность этой окраины подчеркивается наличием резко опущенных блоков, типа Кестантинской впадины, с мощностью джигиатской свиты до 1600 м, отделенных продольными разломами от приподнятых, типа Хастинской зоны, вообще лишенных тоара — аалена [11]. Наконец, байосско-батские отложения тесно связаны с отложениями смежных геосинклинальных зон, выполняя вместе с ними единую систему геосинклинальных прогибов. Специфической особенностью Восточно-Балкарской зоны при этом являются уникальные для всего Северного Кавказа проявления раннебайосской магматической деятельности, представленные эфузивами и вулканокластическими образованиями базальтовых порфиритов и трахитов и субвулканическими телами тех же пород и диабазов. В это время северная граница геосинклиналии определялась, как и в плинсбахе, северным (Хастинским) разломом Тырныауз-Пшекишской зоны.

Геосинклиналь Большого Кавказа

В пределах геосинклинали (в отличие от Скифской плиты) нижне-среднеюрские отложения представлены исключительно морскими, зачастую достаточно глубоководными, образованиями и характеризуются непрерывностью разреза, большой мощностью (до 12000 м), тонко-зернистым, в основном глинисто-алевритовым, составом пород и в связи с этим слабой стратифицированностью. Породы обычно достаточно сильно дислоцированы и подверглись постдиагенетическим преобразованиям вплоть до стадииproto- и мезометагенеза [14]. Весьма существенную роль среди них играют и вулканогенные образования — продукты подводной вулканической деятельности. Важнейшая особенность этой области — четко выраженная продольная фациальная зональность нижне-среднеюрских отложений, что позволяет выделить ряд структурно-фациальных зон, протягивающихся на значительные расстояния по простирианию и быстро сменяющих друг друга вкрест простириания геосинклинали. На эту главную — продольную зональность накладывается поперечная, вследствие чего любая из зон прослеживается только в пределах какой-то части Большого Кавказа, сменяясь по простирианию близкой по строению и характеру развития, но все же иной зоной. Каждая группа зон, продолжающих друг друга по простирианию, имеет только ей свойственный тип разреза и соответствует крупным палеотектоническим элементам ранне-среднеюрской геосинклинали.

Раннеальпийская стадия развития, отвечающая для Большого Кавказа ранней и средней юре, отчетливо подразделяется на две фазы: раннеюрско-ааленскую и байосско-батскую [10]. На границе между ними начинается перестройка тектонического плана, максимум которой падает на рубеж средней и поздней юры, определяя границу ранне- и среднеальпийской стадий.

В раннеюрское — ааленское время геосинклиналь Большого Кавказа в общем была симметрична и представляла собой единый бассейн, в котором четко обособлялись осевой трог с его северным и южным обрамлением, северный и южный борта геосинклинали (рисунок).

Широкий северный борт геосинклинали характеризуется относительно меньшей (по сравнению с более южными зонами) мощностью нижнеюрских и ааленских отложений, представленных мелководно-морскими, преимущественно песчано-глинистыми толщами с многочисленными и разнообразными органическими остатками, и почти полным отсутствием проявлений юрской магматической деятельности [9, 10]. Западной, наиболее приподнятой его части соответствует Архыз-Гузерипльская зона, разрез нижнеюрско-ааленских отложений которой отличается значительной неполнотой, наличием перерывов. В Диго-ро-Осетинской зоне, отвечающей более опущенному участку северного борта, разрез уже непрерывен. Восточной, наиболее погруженной части соответствует Агвали-Хивская зона (Внешняя зона Горного Дагестана), в пределах которой вскрываются только тоарско-ааленские (а также и байосско-батские) отложения.

Мелководно-морские и лагунные отложения верхнего синемюра — плинсбаха, присутствующие только в основании разреза Архыз-Гузерипльской зоны, сравнительно маломощны (100—250 м) и не отличаются от таковых Лабино-Малкинской зоны; верхнеплинсбахские — распространены неповсеместно и представлены морскими песчано-глинистыми, иногда флишоидными (в Архыз-Гузерипльской зоне), или

алевропесчаными (в Диого-Осетинской) толщами мощностью от 100—300 до 700—1000 м. Большой мощностью (от 1000—2000 до 3000—4000 м) и широким распространением характеризуются только отложения тоара — аалена, образованные глинистыми (в Архыз-Гузерипльской зоне) или песчано-алеврито-глинистыми толщами. В Агвали-Хивской зоне это очень мелководные образования, с мощными пачками массивных песчаников, с богатой и разнообразной фауной, а в аалене — и лагунные, угленосные.

К югу от рассмотренных выше трех зон, отделяясь от них крупными крутыми разломами (Атамажинский на западе, Бурон-Ларский в Осетии, Нелхский в Ингушетии, Тлимкапуслинский в Дагестане и др.), протягивается полоса, которая может быть охарактеризована как северное обрамление осевого трога раннеюрско-ааленской геосинклиналии. К ней относятся Псеашхинская зона Северо-Западного Кавказа [12], протягивающаяся на Центральном Кавказе вдоль Домбайской и Штулу-Харесской юрских депрессий вплоть до Терека, продолжающая ее на Восточном Кавказе зона Бокового хребта (Метлюта-Ахтычайская) и расположенная южнее Сперозская зона [2] в Кахетии. Эти зоны отличаются значительно большей мощностью и полнотой разреза нижнеюрских и ааленских отложений, измененных до стадииproto- и мезометагенеза. Особенно характерно постоянное присутствие синемюр-нижнеплинсбахских вулканогенных образований среднего — кислого состава и широкое распространение даек диабазов.

В основании юрского разреза повсеместно располагается фациально изменчивый комплекс терригенных и вулканогенных образований синемюра — нижнего плинсбаха, сложенный грубозернистыми песчаниками, кварцитами, реже гравелитами, чередующимися с глинисто-алевритовыми породами, с пачками пирокластических образований (туфы, туфобрекции), реже эфузивов среднего — кислого состава (от андезитобазальтов до риолитов) в верхней части. Мощность этих образований достигает местами 1000—1500 м. Широко распространены здесь и субвулканические тела среднего — кислого состава. Выше располагается другой характерный элемент разреза рассматриваемой полосы — мощные (до 1000—1500 м), однообразные глинистые и глинисто-алевритовые толщи верхнего плинсбаха — нижнего тоара. В Метлюта-Ахтычайской зоне нижний комплекс не вскрывается, а видимая мощность верхнеплинсбахско-нижнетоарских отложений достигает 3000—4000 м; в их составе появляются пачки массивных песчаников и песчано-глинистого переслоя, однако основной фон разреза образуют по-прежнему монотонные глинисто-алевритовые толщи. Вышележащие тоарско-ааленские отложения представлены преимущественно глинисто-алевритовыми толщами с резко подчиненной ролью песчаников, имеющими обычно полосчатое, тонкоритмичное строение. Они содержат лишь редкие остатки аммонитов. В Метлюта-Ахтычайской зоне тоарско-ааленские отложения сохранились почти полностью и достигают 5000—7000 м мощности.

Во всех перечисленных зонах нижне- и среднеюрские отложения резко несогласно налегают на герцинский складчатый фундамент, формировались на коре континентального типа и находятся в автохтонном положении.

Осевому трогу раннеюрской — ааленской геосинклиналии в современной структуре Большого Кавказа соответствует узкая (до 10—15 км) тектоническая пластина, ограниченная и местами полностью перекрытая с севера системой крупных надвигов (Тугупсинский разлом, Главный надвиг на западе, Ахтычайский на востоке и др.). На всем

протяжении она выделяется как полоса распространения мощных, преимущественно глинистых глубоководных толщ нижнеюрских — ааленских отложений, крайне бедных ископаемыми остатками организмов, содержащих на двух стратиграфических уровнях (верхний плинсбах — нижний тоар и аален) вулканогенные образования основного состава. Как и в северном (и южном) обрамлении, эти отложения преобразованы до стадииproto- и мезометагенеза и содержат местами многочисленные дайки и силлы диабазов. На Центральном и Западном Кавказе осевой трог представлен Бзыбско-Казбекской зоной¹; его восточно-кавказская часть выделяется под названием Алазань-Динидагской зоны, сочленение которой с Бзыбско-Казбекской не вполне ясно.

Основание юрского разреза в пределах осевого трога неизвестно. Отложения синемюра — нижнего плинсбаха, вскрывающиеся только в Псехако-Березовской единице (гузайская свита) и Муровдаг-Динидагской подзоне (нижнекацдагская подсвита), представлены алеврито-глинистыми толщами (до 1600 м) с подчиненными слоями песчаников, резко контрастирующими с одновозрастными образованиями смежных зон [1, 12]. Отложения верхнего плинсбаха — нижнего тоара на всем протяжении трога образованы, как и в его северном обрамлении, однобразными мощными (1200—2000 м) глинистыми толщами. Но здесь они содержат горизонты лав толеитовых базальтов или их лавобрекчий, достигающие иногда нескольких сотен метров мощности и сопровождающиеся серией диабазовых силлов. Выше по разрезу также повсеместно следуют чрезвычайно характерные толщи флишоидного чередования слоев полосчатых песчано-алевритово-глинистых пород верхов нижнего тоара — верхнего тоара, достигающие 1000—1500 м мощности². Резко отличаются от одновозрастных образований смежных зон ааленские отложения, представленные, как и верхнеплинсбахские, однобразными глинистыми толщами (до 1600—1800 м), содержащими в ряде мест мощные (до нескольких сотен метров) горизонты подушечных лав толеитовых базальтов и связанные с ними субвулканические тела.

С юга, как и с севера, тектоническая пластина, соответствующая осевому трогу, ограничена в современной структуре системой надвигов (Бекишский на северо-западе, Кехнамеданский на юго-востоке и др.), по которым она надвинута на разные структурно-фациальные зоны южного склона. На трех участках к югу от нее сохранились тектонические единицы, соответствующие южному обрамлению осевого трога геосинклинали. Одна из них — Краснополянская зона³, заключенная между Бекишским и Краснополянским надвигами [12], вторая — Сванетская зона, соответствующая Сванетскому антиклиниорию и его крыльям [2]. Третья, ограниченная с юга Гамзагорским разломом [1], выделена под названием Даличай-Мазинского блока (Н. И. Пруцкий, 1982) и примерно соответствует южной (Сарыбашской) подзоне Тфанской зоны и Катех-Гюмбулчайской зоне [3].

На всех участках строение нижнеюрских — ааленских отложений близко к таковому в осевом троге, но отличается от него, как и в северном обрамлении, полным отсутствием проявлений базальтоидного

¹ Эта зона, выделенная нами ранее [10], в данной работе понимается в несколько ином объеме: в нее включена область проявления ааленского вулканизма на СЗ Кавказе (северная часть Гойтхско-Ачишхинской зоны) и исключены территории к северу от Главного надвига, отнесенные к северному обрамлению осевого трога.

² В Алазань-Динидагской зоне они отличаются присутствием пачек массивных песчаников.

³ Основная часть ее отвечает Амукско-Лазаревской зоне [5].

вулканизма и появлением в основании разреза фациально изменчивой толщи (до 500—600 м) терригенных, а местами и вулканогенных пород синемюра — нижнего плинсбаха. Последняя несогласно налегает на породы палеозоя — триаса, сложена пачками грубозернистых песчаников, гравелитов, чередующимися с глинисто-алевритовыми породами, с линзами органогенных известняков (Краснополянская зона) или с пачками вулканогенно-обломочных пород среднего — кислого состава (Сванетская зона) в верхней части, и резко противопоставляется глинисто-алевритовым толщам того же состава в осевом троге. Краснополянская зона отличается еще небольшим сокращением (до 700 м) мощности глинистой толщи верхнего плинсбаха — нижнего тоара, представленной здесь неизмененными скролуповатыми аргиллитами, с линзами известняков и мергелей, с многочисленными остатками аммонитов и бемнитов, с растительным детритом, а Даличай-Мазинский блок — и резким сокращением мощности аалена до 250 м против 1700 м на рядом расположенному участке осевого трога.

По системе разломов тектонические единицы, соответствующие южному обрамлению осевого трога или самому осевому трогу, контактируют с различными зонами, относящимися к южному борту геосинклинали, которому свойствен совершенно иной тип разреза нижне-юрских и ааленских отложений. В отличие от осевой части геосинклинали он характеризуется господством мелководно-морских отложений, изменчивых по составу, с существенной ролью песчаных пород, с обилием и разнообразием органических остатков, как правило, с сокращенной (но также изменчивой) мощностью. Степень постдиагенетического преобразования пород не превышает здесь стадии мезо- и апокатагенеза [14]. На западе южному крылу геосинклинали соответствует Абхазо-Рачинская зона [8, 10], на востоке — Дуруджинская и Шекинская зоны, разделенные Зангинским разломом [1].

В основании разреза южного борта геосинклинали залегают отложения синемюра — нижнего плинсбаха, в Центральной Абхазии несогласно перекрывающие доюрский фундамент. Это фациально изменчивые толщи (от 100 до 350—500 м) грубозернистых песчаников, гравелитов, местами с крупными линзами известняков, в верхней части которых в Центральной Абхазии залегают мощные пачки туфов, туфобрекчий, реже эфузивов среднего — кислого состава. Отложения верхнего плинсбаха — нижнего тоара, имеющие здесь, как и в осевой части геосинклинали, глинистый состав, отличаются меньшей мощностью (от 100 до 300—600 м), значительной карбонатностью пород, заметной примесью песчано-алевритового материала. Тоарские и ааленские отложения, образованные песчано-алевритово-глинистыми толщами со значительной ролью песчаников, характеризуются, как правило, карбонатностью, железистостью, примесью грубозернистого материала, обилием и разнообразием органических остатков и представляют собой, несомненно, мелководные образования, резко контрастирующие с обнаруживающимися рядом, за разломом, почти немыми глубоководными толщами осевой части геосинклинали.

В байосе и бате строение геосинклинали Большого Кавказа усложняется за счет возникновения вдоль северного обрамления раннеюрско-ааленского осевого трога системы центральных геоантклинальных поднятий. В результате существовавший ранее единый геосинклинальный бассейн расчленяется и появляется несколько систем прогибов на территории северного и южного склонов, в связи с чем намечается переход к позднеальпийскому структурному плану [10]. Однако возникающие при этом новые прогибы и формирующиеся в них типы

среднеюрских отложений контролируются той же зональностью, что и для ранней юры — аалена (рисунок).

Северная система прогибов (к северу от центральных поднятий) располагается в байосско-батское время на западном (Дудугушский) и восточном (Джорский прогиб) окончаниях Тырныауз-Пшекишской зоны, а также на территории Восточно-Балкарской, Диого-Осетинской и Агвали-Хивской зон (Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб). Их северным ограничением являлся северный (Хастинский) разлом Тырныауз-Пшекишской зоны, продолжающийся к востоку, в район Сунженской зоны дислокаций, который в это время приобретает роль северной границы геосинклинали.

Байосские и нижнебатские отложения, образующие здесь балкарский комплекс [9, 10], залегают на подстилающих породах с размывом, представлены, как и в лейасе — аалене, мелководными песчано-глинистыми толщами с обильными и разнообразными фаунистическими остатками, но достигают довольно значительной мощности (от 400—500 до 2500 м), величина которой меняется в основном за счет предверхненеюрского размыва. Специфическая особенность Восточно-Балкарской зоны — уникальные для всего Северного Кавказа проявления раннебайосской магматической деятельности (эффузивы и вулканокластические образования базальтовых порфиритов и трахитов и субвулканические тела тех же пород). Там же присутствуют и локально распространенные верхнебатские отложения — маломощные (до 100 м) континентальные песчаники свиты Сарыдюз. Все эти как среднеюрские, так и подстилающие нижнеюрские образования трансгрессивно перекрываются несогласно залегающими отложениями верхней юры.

Архыз-Гузерипльская зона и вся территория северного обрамления раннеюрско-ааленского осевого трога в байосе и бате превращается в систему Центральных геоантеклинальных поднятий. Байосские и батские отложения здесь отсутствуют или представлены грубыми песчаными толщами.

К югу от полосы центральных поднятий, на месте раннеюрского — ааленского осевого трога и его южного обрамления (кроме Краснополянской зоны) в байосе и бате развивается система унаследованных от предыдущей фазы узких прогибов южного склона. Байосские и батские отложения, образующие здесь рачинский комплекс [10], без перерыва сменяют ааленские и также согласно перекрываются карбонатным флишем верхней юры. Рачинский комплекс резко отличается от балкарского и представлен либо относительно глубоководными глинистыми, либо очень мощными песчано-глинистыми флишоидными толщами, почти лишенными ископаемых остатков. На Центральном и отчасти Восточном Кавказе первые (от 300 до 500—700 м) принадлежат байосу, а вторые (до 800—2700 м) относятся к бату; на Западном, а местами и на Восточном Кавказе толщи флишоидного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов видимой мощностью до 800—1000 м слагают весь разрез байоса и бата.

Еще южнее, в Абхазо-Рачинской и Шекинской зонах (южный борт раннеюрской — ааленской геосинклинали), формируется северная часть обширного Закавказского вулканогенного прогиба, который в байосе заполняется мощными (до 2500—3000 м), но исключительно мелководными вулканогенными образованиями (основного — среднего состава) порфиритовой серии и распространяется на территорию Закавказского срединного массива. Вдоль северного края этого прогиба прослеживается узкая прерывистая полоса (Краснополянская, Сакаурская, Дуруджинская зоны) с переходным, вулканогенно-осадочным ти-

пом разреза байоса. Батские отложения в пределах южного борта геосинклинали распространены локально и представлены маломощными (до 250 м) песчано-глинистыми мелководно-морскими отложениями, которые на юге, у границы Закавказского срединного массива, замещаются континентальными угленосными толщами. Среднеюрские образования несогласно перекрываются трансгрессивно залегающими верхнеюрскими и меловыми отложениями.

Закавказский срединный массив

В пределах Закавказского срединного массива нижне-среднеюрские отложения пользуются прерывистым распространением и, как и на Скифской плите, не метаморфизованы, отличаются слабой дислоцированностью, очень малой мощностью (за исключением байоса), перерывами в разрезе. Они представлены исключительно мелководными, а отчасти (геттант? — низы синемюра, бат) и континентальными образованиями с незакономерным, «пятнистым» расположением фаций на площади. Очень характерно присутствие в основании их вулканогенных образований кислого состава (свита «нижних туффитов»), распространенных локально и представляющих собой продукты наземной вулканической деятельности. В отличие от всех зон геосинклинали и Скифской плиты в составе нижне-среднеюрских отложений Закавказского срединного массива большую роль играют карбонатные породы. Отложения верхнего плинсбаха — аалена представлены здесь пачкой мелководных органогенных известняков (40—70 м), которая резко контрастирует с одновозрастными песчано-глинистыми толщами (несколько тысяч метров), развитыми в геосинклинали. Несколько выпадает из этой картины байос, когда на территории Закавказского срединного массива и смежных зон геосинклинали Большого Кавказа возникает обширный Закавказский вулканогенный прогиб и здесь отлагаются (хотя тоже неповсеместно) мощные толщи «порфиритовой серии». Однако уже в бате приподнятый характер массива восстанавливается и батские отложения присутствуют лишь на отдельных участках в виде маломощных континентальных угленосных толщ.

Заключение

В данной статье показано, что ранне-среднеюрская геосинклиналь Большого Кавказа характеризовалась очень четко выраженной продольной структурно-фациальной зональностью и это резко отличает ее от смежных областей (Скифская плита, Закавказский срединный массив), лишенных такой зональности. Конкретное выражение зональности было неодинаковым на разных фазах раннеальпийской стадии развития Большого Кавказа. В лейасе — аалене зоны соответствовали палеотектоническим элементам единого геосинклинального бассейна — осевому трогу и его обрамлению, северному и южному бортам геосинклинали; в байосе и бате — системам прогибов северного и южного склонов и разделяющей их полосе центральных геоантиклинальных поднятий.

Отдельные элементы геосинклинали закономерно сменяют друг друга вкрест простирания, тесно связаны между собой и по разным критериям границы их могут проводиться различно. Так, для лейаса — аалена по типу магматической деятельности наиболее четко обособляется осевой трог геосинклинали с проявлениями толеит-базальтового магматизма, противопоставляющийся всем остальным зонам с извест-

ково-щелочным магматизмом, которые М. Г. Ломизе рассматривает как Северо-Кавказскую и Закавказскую плиты [6]. По палеогеографическим признакам обособляется более широкая осевая часть геосинклинали, включающая и осевой трог, и его обрамление, как область накопления однообразных глубоководных, преимущественно глинистых, толщ верхнего плинсбаха, тоара и аалена, противопоставляющаяся более мелководным зонам северного и южного бортов [10].

Эти особенности строения геосинклинали позволяют определить и ее границы. Наиболее четко они устанавливаются для лейаса — аалена, совпадая с внешними краями бортов единого геосинклинального прогиба. На юге это Кахетино-Лечхумская шовная зона, на севере — Тырныауз-Пшекишская шовная зона и продолжающая ее на востоке более широкая переходная полоса (рисунок). Как уже отмечалось, в этой полосе край северного борта геосинклинали занимал разное положение в плинсбахе и тоаре — аалене, но никогда не выходил за ее пределы. Неправильным является проведение северной границы по Главному надвигу и Пуйско-Тиндинскому разлому [7], поскольку при этом из единой геосинклинали искусственно исключаются весь ее северный борт и северное обрамление осевого трога на Центральном Кавказе и северный борт на Восточном. Также нельзя согласиться и с включением в состав геосинклинали территории к северу от Тырныауз-Пшекишской зоны [4, 13], лишенной линейной структурно-фациальной зональности, где отложения лейаса — аалена накапливались в иных прогибах, уже платформенного типа [9, 10].

Более сложная картина выявляется для байоса — бата. Отложения балкарского комплекса в системе прогибов северного склона в общем сходны с таковыми в Лабино-Малкинской зоне, однако существенно отличаются наличием продольной фациальной зональности, значительно большей мощностью, дислоцированностью, а в Восточно-Балкарской зоне и присутствием нижнебайосских вулканогенных образований. В более северных районах Скифской плиты байосско-батские отложения имеют уже совсем иное строение, гораздо меньшие мощности и их платформенный характер там не вызывает сомнений. Все это позволяет проводить северную границу геосинклинали по северному краю системы прогибов северного склона, вдоль Хастинского разлома и Сунженской системы дислокаций. На юге несомненно геосинклинальный характер имеет система прогибов южного склона, выполненная отложениями рачинского комплекса. Южный борт геосинклинали менее четко обособлен в байосе, когда он оказывается частью огромного Закавказского вулканогенного прогиба, охватывавшего и обширные территории южнее Кахетино-Лечхумского шва: Закавказский срединный массив и Сомхето-Карабахскую зону Малого Кавказа. Однако в батское время южный борт геосинклинали вновь обособляется как зона накопления морских батских отложений, которые к югу от Кахетино-Лечхумского шва, на территории Закавказского срединного массива, замещаются континентальными угленосными толщами.

Эти особенности байосско-батского структурного плана как бы намечают переход уже к позднеальпийской стадии развития (с поздней юры), когда территория Большого Кавказа окончательно дифференцируется на зоны северного и южного склонов. На севере при этом развивается система прогибов платформенного типа, постепенно распространяющаяся и на территорию Скифской плиты, а на юге геосинклинальный режим развития локализуется лишь в узкой системе флишевых прогибов южного склона, в то время как территория южного борта раннеальпийской геосинклинали, объединившаяся с Закавказ-

ским срединным массивом, характеризуется режимом развития, близким к платформенному.

Как уже отмечалось, зоны северного борта геосинклинали и северного обрамления раннеюрского — ааленского осевого трога прослеживаются непрерывными, достаточно широкими полосами и находятся в автохтонном положении. Зоны осевого трога, его южного обрамления и отчасти южного борта (Сакаурская, Дуруджинская) в современной структуре прослеживаются узкими прерывистыми полосами и представляют собой тектонические пластины, надвинутые и частично перекрывающие друг друга. Резкие отличия в строении разреза нижне-среднеюрских отложений смежных зон, отсутствие переходных фаций указывают на то, что в процессе формирования альпийской складчато-надвиговой структуры южного склона Большого Кавказа эти зоны испытали заметные горизонтальные перемещения, были тектонически сближены и сохранились сейчас в виде отдельных фрагментов. Первоначальная ширина зон осевого трога, учитывая характер отложений, могла быть значительно больше современной. Что касается зон его южного обрамления, то, по аналогии с северным обрамлением, она была невелика, а следовательно, и горизонтальное сокращение не столь значительно.

Присутствие в складчатой системе южного склона Большого Кавказа тектонически сближенных фрагментов разных структурно-фациальных зон ранней и средней юры должно непременно учитываться при региональных стратиграфических исследованиях. Каждая зона обладает своим типом разреза и для каждой из них должна вырабатываться своя местная схема стратиграфического расчленения нижне-среднеюрских отложений с выделением свит, отвечающих этапам геологического развития именно данной зоны. Недоучет этого приводил и приводит к тому, что предлагаемые для всей области южного склона стратиграфические схемы оказываются искусственными построениями, где в одном разрезе совмещены толщи, присущие разным зонам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаев В. Б. Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Бол. Кавказа: Автореф. докт. дис. Баку, 1979. 45 с.
2. Беридзе М. А. Вулканогенные образования, связанные с нижне-среднеюрскими геосинклинальными отложениями южного склона Бол. Кавказа//Тр. ГИН АН ГССР, 1981. Вып. 72. С. 42—83.
3. Курбанов Н. К., Ибрагимов И. М. Особенности металлогенической зональности Белокано-Шекинской колчеданоносной провинции//Тр. ЦНИГРИ, 1971. Вып. 99. С. 160—169.
4. Леонов Ю. Г. Структурно-фацальная зональность раннеюрского — ааленского прогиба Центр. и Зап. Кавказа//ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 1. С. 166—169.
5. Ломизе М. Г. Вулканализм Сев.-Зап. Кавказа и его связь с тектоникой. М., 1969. 203 с.
6. Ломизе М. Г., Суханов М. К., Цветков А. А. Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа//Тектоника Средиземноморского пояса. М., 1980. С. 172—179.
7. Маймин Ю. С. О северной границе альпийской геосинклиналии в пределах Центр. Кавказа//Сов. геология. 1977. № 3. С. 134—138.
8. Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963. 357 с.
9. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Сев. Кавказа. М., 1973. 194 с.
10. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Бол. Кавказа на раннеальпийском этапе развития//Геол. Бол. Кавказа. М., 1976. С. 154—207.
11. Панов Д. И., Бызова С. Л. Геологическое развитие Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Сев. Кавказ) в ранне- и среднеюрское время//Вопр. регион. геологии СССР. М., 1964. С. 78—92.
12. Панов Д. И., Пруцкий Н. И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Сев.-Зап. Кавказа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 94—112.
13. Ростовцев К. О., Никанорова Л. А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Бол. Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре//Сов. геология. 1970. № 5. С. 3—19.
14. Чичуа Б. К., Агулов А. П.,

Московский
государственный университет

Поступила в редакцию
05.05.86

STRUCTURAL-FACIAL SUBDIVISION OF GREAT CAUCASUS AT THE EARLY ALPINE STAGE OF IT DEVELOPMENT (EARLY AND MIDDLE JURASSIC)

D. I. Panov

In the Early-Middle Jurassic time the southern margin of the epihercynian Scythian Platform, the Great Caucasus geosyncline and the northern margin of the Transcaucasian median mass were discerned. The geosyncline was characterized by the longitudinal structural-facial zonation. In the Early Jurassic-Aalenian these zones corresponded to the paleotectonic elements of single geosyncline trough: an axial trench, its northern and southern borders, and the northern and southern slopes of the geosyncline. At the beginning of Bajocian and in Bathonian the system of transitional (to platform) type depressions was isolated to the north of the central geoanticlinal rises and to the south the narrow zone of subflishoidal depressions was formed. In the recent structure of Great Caucasus the sediments of the southern structural-facial zones are presented in tectonic slates pushed up one on another indicating that following reduction of the primary width of the geosynclinal basin took place.