

УДК 551.762 (470.6)

КАВКАЗСКИЙ ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД.

Статья 1. Нижняя и средняя юры

В.Т. Фролов¹, Н.А. Бондаренко²¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова² Кубанский государственный университет

Поступила в редакцию 16.12.03

Формационный ряд Большого Кавказа, промежуточный между эв- и миогеосинклинальными рядами, представляет собой непрерывный разрез от низов юры до голоцена. Сквозной его формационный тип — флиш; на втором месте — шпир и планктоногенные известняковые формации; субплатформенные песчано-глинистые и эвапоритовая формации, моласса и вулканические формации — подчиненные или единичные. Литологически ряд определяют лишь силикатные обломочные и глинистые (≈ 60 — 65%) и карбонатные (≈ 30 — 35%) группы пород. Вулканических пород не больше 2—3%. Метаморфические и магматические эвгеосинклинальные формации герцинского и более ранних геосинклинальных циклов, включая и докембрийские, подстилают ряд, который продолжает ныне наращиваться как орогенной, так и, вероятно, геосинклинальными формациями (в Черном море).

Геоформации (ГФ), или просто формации (Ф), понимаются еще многими петрографически как парагенезы горных пород, но, осознавая ограниченность такого понимания, В.И. Попов, Н.Б. Вассоевич, Н.М. Страхов, Д.В. Наливкин и все большее число других геологов приходят к генетическому пониманию, в том числе к тому, что это ассоциации, парагенезы генетических типов отложений (ГТО) регионального масштаба [50, 51, 55]. Элементарный парагенез ГТО это элементарная ячейка (ЭЯ) формации, представляющая ее достаточно полно через основные генотипы. ЭЯ — наименьший объем формации, который сохраняет ее основные свойства, свойства типа регионального, геологического масштаба. Парагенезы ГТО также типизируются, и парагенотипы (ПГТ) обычно реализуются теми или иными элементарными циклитами, например простейшими двухэлементными (бигенотипными) флишевыми, состоящими из турбидита и фонового, планктоногенного, нефелоидного или иного осадка.

Циклиты, циклически построенные тела-многослои — порождения циклов того же ранга. Цикл — законченный круг явлений. В природе, обществе, мышлении все происходит циклично, совершается циклами разного порядка, циклы везде и всегда [55, 57]. Секундные циклы сменяются все более длительными, вплоть до единственного жизненного цикла Земли. В региональной геологии наименьшим и основным, базисным, видимо, является региональный цикл седиментации, создающий региостратон — формационную единицу. Подобно сериям стратонов — мегациклитам, объединяющим макроциклиты

(свиты, региоюрсы и т.д.), — формации, группируясь, образуют формационные ряды или их части — субряды.

Формации, в соответствии с решением МГК 1894 г., в русской геологии при любом понимании — это типы, а не конкретные геоединицы соответствующего ранга (не лито- или региостратоны), т.е. они — результат обобщения (абстрагирования) конкретных, единичных геотел. Поэтому они — не тела, а абстрактные понятия, типы. Конкретными же телами, “прототипами” формаций, формационными единицами (называемыми и “конкретными формациями” — удобным, но несколько опасным термином), которые должны быть расшифрованы, поняты как формации и отнесены к тому или иному формационному типу, к абстрактной формации (или просто формации), выступают региональные (или местные) стратиграфические единицы (РСЕ) — региостратоны, или геостратоны. Они и есть формационные единицы. Только в геологии США кодексом закреплено использование термина “формация” для названия стратона, чаще всего местного, т.е. единичного конкретного тела, что противоречит решению МГК и обесценивает термин *формация*. Но в настоящее время в связи с американской мировой экспансией в культуре и науке это упрощенное понимание усиленно распространяется, затрагивая, хотя и в меньшей степени, всегда более строгую к понятиям и терминам российскую геологию [55, 59—61]. Региостратоны у нас называются региональными свитами (региосвитами), региоюрсами, или горизонтами. Это во многом неповторимые, индивидуальные комплексы слоев (пара-

генезы пород и фаций), отвечающие этапам или макроциклам развития региона, бассейна седиментации такого же масштаба, а также их достаточно самостоятельным зонам. В региональной геологии и формациологии они элементарные, хотя литологически, фациально и генетически (по наборам ГТО) сложны и неоднородны [51, 55]. Они должны быть целостными и неделимыми лишь в *историко-геологическом отношении*, т.е. должны отвечать *региональным циклам седиментации*. Критерии их историко-геологической целостности — фациальные и циклитовые структуры.

Региональная стратиграфия Большого Кавказа, со времен отца его геологии — Г. Абиha, изучена достаточно хорошо [1, 3—8, 13—18, 20—24, 26—34, 36—43, 45—48, 63—72], что позволяет методами литолого-генетического и палеогеографического анализов расшифровывать формационные лица, определять формационный тип региостратонов и относить их, пользуясь классификациями формаций [55, 65], к тем или иным формациям.

Кавказ и другие складчатые пояса линейны в основном лишь в общем плане, а на более детальном уровне они не только сегментарны, будучи разбиты долгоживущими глубокими субвертикальными трансформными или косыми разломами, но и историко-геологически оказываются состоящими из более или менее самостоятельных, во многом автономных (суб)бассейнов, что, вероятно, впервые отметили независимо друг от друга Е.Е. Милановский и В.Н. Шолпо. Эта “очковость” геосинклинальных поясов прослежена в Уральском и Восточно-Азиатских поясах [35, 58]. Складчатые пояса и породившие их геосинклинали, к примеру современные окраинные моря востока Азии и Австралии, — обычно цепи субизометричных овальных или ромбовидных региональных впадин сначала и орогенных сегментов — в финале.

Мегантиклинорий Большого Кавказа, простирающийся субширотно почти на 1250 км при ширине до 220 км, — складчато-глыбовое асимметричное (южный склон круче северного) горное сооружение, состоящее из четырех сегментов: северо-западного, центрального, восточного и юго-восточного [13, 14, 22—24, 27, 28, 64]. Зоны поперечных прогибов — Керченско-Таманская и Копетдагско-Апшеронская — отделяют Кавказ от Крымского и Копетдагского антиклинориев. Центральный сегмент (между 40 и 44° в.д.) — северное звено поперечного Транскавказского поднятия — наиболее приподнят и широк. В нем подняты и обнажены кристаллические докембрийские, ниже- и среднепалеозойские, а также менее метаморфизованные породы верхнего палеозоя и триаса — доюрский комплекс основания, аналогичный фундаменту Скифской плиты и Закавказского срединного массива, до начала мезозоя и, возможно, еще в триасе составлявшими единое целое — полициклический, длительно развивавшийся рифейско-

палеозойский подвижный складчатый пояс, прошедший несколько геосинклинальных и орогенных циклов.

Осадочное и вулканитовое выполнение прогибов, обычно кулисообразно возникавших вследствие субмеридионального растяжения и расколов коры, как и этапность геологической истории, часто различны в этих суббассейнах, что затрудняет выделение общекавказских региостратонов. Последняя схема почти общекавказской стратиграфической корреляции (для нижней и средней юры в [4, 26, 31]) позволяет достаточно адекватно видеть макростроение толщ мезозоя и кайнозоя, выделять более естественные формационные единицы и главное — их формационно расшифровывать. Из-за обилия материалов и некоторого отличия формационных рядов мезозоя и кайнозоя их описание пришлось разделить. Но и мезозойские формации рассмотрены отдельно в двух статьях: их разделение намечено самой природой — литологическим различием: ниже-среднеюрские формации почти нацело силикатные, гумидные, а верхнеюрско-меловые — карбонатные, аридные. Их литологическое различие даже более резкое, чем мезозойских формаций с кайнозойскими.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД

Формации нижней и средней юры

Общая характеристика разреза

Мезозойские толщи Кавказа общей сводной мощностью (толщиной) до 20—25 км (если суммировать наибольшие толщины стратонов) слагают нижние складчатые структурные этажи — остов, ядро горного сооружения. На выходах метаморфического фундамента они обнаруживают свои базальные горизонты, тем самым позволяя, по выражению одного из знатоков геологии Кавказа Г.Д. Ажгирея [14], видеть “дно геосинклинали”. Но это больше преувеличение, так как базальные горизонты видны на бортах или внутренних поднятиях, а “дно” осевого прогиба Кавказа, который в современной структуре оказался на южном склоне мегантиклинория, и прогибов Сланцевого Дагестана не выведено на дневную поверхность, и там могут быть самые нижние юрские или триасовые слои. Уверенно палеонтологически пока определен наиболее древний возраст — лишь средний лейас [4, 26, 31, 32], а немые нижние слои могут быть и нижним лейасом, по крайней мере синемюрскими, как в осевой зоне, так и на северном склоне в восточном секторе. Аналогия с геосинклиналью Горного Крыма и на Кавказе многих (И.Р. Кахадзе, В.И. Славин и др.) заставляла искать триасовые слои. Полного аналога таврической серии так и не обнаружено, и геосинклиналь Большого Кавказа, таким образом, оказывается мо-

ложе Крымской [56]: ее заполнение началось в раннем лейасе, вероятно, даже с его второй половины.

Нижне-среднеюрский комплекс Северного Кавказа, в основном центрального и восточного секторов, общей сводной толщиной до 12—15 км расчленяется [26] на три серии: хумаринскую (верхи нижнего лейаса), себельдинскую (верхи нижнего лейаса—аален средней юры) и джерахскую (байос-батский ярус средней юры). Комплекс существенно (на 60—70%) глинистый, темно-сероцветный, местами (Дагестан — верхний тоар—аален, отчасти нижний байос, Центральный Кавказ — плинсбах) сильнопесчаный (но общее содержание песчаников не больше 25—30%), во многих местах и на разных уровнях умеренно или слабовулканитовый (кларк вулканитовых пород, вероятно, не больше 5—7%). Псефитов и карбонатолитов по 1%, углей менее 1%, руд железа, полиметаллов и меди — менее сотых или тысячных долей процента. Наиболее постседиментационно преобразованы глиняные породы главного, осевого, трога и на востоке в Боковом хребте — до аспидных и кровельных сланцев (стадия метагенеза), что указывает на довольно слабый прогрев и умеренный стресс (в Крымской геосинклинали осуществился лишь поздний катагенез, т.е. достигнута только аргиллитовая стадия). Примерно 50% глиняных пород юры Кавказа не потеряли способности размокать, не прошли стадию позднего катагенеза, и это можно считать одним из признаков миогеосинклимальности Большого Кавказа.

Генетический состав умеренно разнообразный, доминируют (не меньше 50—60% объема комплекса) турбидиты в широком понимании, включая придонное перемещение песчаных и более грубых селеподобных плотностных потоков. На втором месте (20—25%) — прибрежные и мелководные морские отложения, а из них половину составляют речные выносы (“подводный”, “бассейновый аллювий”) и другие генетические типы дельтовых отложений. Широкое развитие баров и других прибойных и, шире, волновых мелководных и штормовых (темпеститов) отложений установлено в крупных ааленских дельтах Дагестана. Менее распространены они в хумаринских угленосных слоях. Более глубоководные темпеститы обычны в глинистых толщах разного возраста. Нефелоидных фоновых илов, возможно, 3—5%, но из-за сходства с завершающими (апикальными) илами в турбидитах уточнить это трудно. Не установлено никаких признаков приливов. Фоновые планктоногенные отложения не сохранились, хотя, вероятно, осаждались миллиметровыми слоями, о чем косвенно свидетельствует повышенная карбонатная конкрециенность: планктонные известковые раковины в богатых органическим веществом илистых осадках растворялись, и карбонат выпадал уже абиоморфно. Бентос формировал раковинные пласты (0,1—1 м), как монораковинные (пелециподовые, цефалоподовые, брахиоподовые), так и поли-

биотные, обычно перлювиальные (горизонты конденсации), с рострами белемнитов, часто с карбонатными и реже с фосфатными конкрециями. Они чаще находятся в глинистых слоях верхнего лейаса и доггера. Обильны, особенно в морских песчаных слоях, биотурбиты и следы ползания и зарывания червей [46—48, 55], членистоногих и моллюсков. В дельтовых толщах аалена обычны пласты (0,1—1 м) и пачки (до 15 м) песчаных биотурбитов (ихнитолитов) — вторично неслоистых изотропных песчаников со “шнурковой” ихнитовой структурой. Пласты и пачки биоэлювия нередки и в алеврито-илистых толщах средней юры, хотя в глинистых отложениях везде доминируют небитурбированные породы, нередко сохраняющие тончайшую слоистость.

Глиняные породы полимиктовые, в основном каолинито-сметкито-хлорито-гидрослюдистые, обломочной структуры, плохо, средне и хорошо отмученные, в разной степени обогащенные терригенным растительным детритом — атритом — и мариногенным органическим веществом (ОВ) — до перехода глини в горючие сланцы [46, 48].

Терригенный обломочный материал поли- и мезомиктовый, субгравакковый, местами субаркозогравакковый. Соотношение кристалло- и литокластов сильно меняется, что отражает разные питающие провинции северного и южного, закавказского обрамления и в целом двусторонность питания. Заметна значительная общая зрелость реликтового обломочного материала: содержание кварца и обломков кварцитов 35—75%, и оно выше в северном материале. Следовательно, размывались и пески, в том числе и высокозрелые, и коры выветривания. Водосборы, особенно на севере, были обширными и уже значительно снивелированными, не высоко гористыми (мало псефитов), на многих участках низменными. Из коренных пород размывались в основном метаморфические, осадочные, разновозрастные вулканические и интрузивные породы, аналогичные петрофунду Скифской плиты, выходов фундамента в Главном хребте и в Закавказье. Помимо в разной степени измененных обломков вулкаников многочисленны и “кайнотипные” эффузивы и граниты, особенно поставляемые из Средне- и Северо-Каспийской суши [48]. Эффузивы разнообразны: базальты (толеитовые и из известково-щелочных серий), андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты нормальной и повышенной (почти до щелочных пород) щелочности. Размывались и кислые эффузивы триаса (“переходный комплекс” Калмыкии, по А.И. Летавину). О явно доминирующей роли песков и глини в составе питающих провинций (ПП), особенно северных, говорит и высокая зрелость тяжелой фракции юрских кластолитов: в ней преобладают (обычно > 75—80%) стойкие минералы, прежде всего циркон (обычно > 50%), а также часто апатит, турмалин, рутил, ставролит, дистен и другие, а не-

стойкие (пироксены, амфиболы, эпидот, цоизит и др.), как и основные плагиоклазы, — подчиненные.

Выделение и описание формаций

Три серии региостратонов — хумаринская, себельдинская и балкарская (см. выше) — из-за их историко-геологической неоднородности оказываются крупнее региональных стратиграфических единиц, по существу — межрегиональными, “провинциальными”, соответствующими неоднородности Кавказского бассейна, точнее — ансамблю бассейнов седиментации. Более однородны горизонты, выделяемые в себельдинской (циклаурский, казбекский и джерахский) и балкарской (кумухский и цудахарский) сериях, но и они тяготеют к межбассейновым, композитным (составным) стратонам, в которых довольно искусственно в горизонтальные ряды объединены более однородные в историко-геологическом отношении региостратоны — региосвиты, которые уже могут рассматриваться в качестве формационных единиц и относиться к тем или иным формациям.

Формационный анализ (ФА) начинается с выделения именно региосвит, более сложных по сравнению с местными литосвитами, но однороднее всекавказских горизонтов. Однако они не везде строго выделены. Лишь в Дагестане региональная стратиграфия была более последовательной, хотя средний лейас проработан схематично и здесь. Поэтому формационно истолковывать приходится и менее строго выделенные единицы разреза, что снижает точность палеогеографического и палеотектонического истолкования и историко-геологического синтеза, а также использования ФА для минерагии. Геологу, однако, не привыкать к недостатку информации, и он может и должен генетически и историко-геологически интерпретировать и минимум сигналов из прошлого, соблюдая меру уверенности [59—61].

Формационная интерпретация может идти в естественной последовательности начиная с базальных горизонтов (и даже с предыстории), или, как лучше в данном случае, с ключевых стратиграфических комплексов и этапов, которые представлены в фактическом материале полнее, и(или) легче и увереннее интерпретируются, лучше изучены и более знакомы геологу. И мы начнем не с кистинской или хумаринской свиты, а с более молодых комплексов, полнее сохранивших свою фациальную структуру — критерий их историко-геологической целостности, т.е. с верхнего лейаса. К тому же он лучше изучен, особенно в Дагестане, Чечне и Кабардино-Балкарии и на южном склоне, т.е. в восточном бассейне Большого Кавказа.

Восточный Кавказ. Простой фациальный план Восточно-Кавказского бассейна [48, 55], а именно его линейность, ясная субширотная удлиненность, такое же простирание фаций и их симметричность относительно центральнобассейновой фации, уверенно позволяют восстановить палеогеографический

и палеотектонический план, форму и размеры бассейна и двустороннее (с севера и юга) терригенное питание. Огромная суммарная мощность глинистых (до 5—7 км в осевой зоне) и песчаных (до 10—12 км в дельтовых фациях) толщ указывает на быстрое и длительное прогибание и обильную поставку песчано-глинистого материала, в дельтовой зоне периодически, квазиритмично компенсировавшего прогибание, создававшего условия накопления торфа, выдвигания (суб)дельты (проградацию и образование клиноформ) и формирования четких элементарных циклитов по механизму дельты Миссисипи [49] без тектонических колебаний земной коры соответствующего ранга.

Элементарные циклиты (в США — циклотемы) — парагенезы не только пород-слоев, но и их типов (литотипов слоев — ЛТ) и генетических типов отложений (ГТО), или, шире, образований; эти обычно разнородные парагенезы также типизируются — устанавливаются парагенотипы (ПГТО или ПГТ, парагенолиты, по В.И. Драгунову). Седиментация и ее история объединяют генотипы в ПГТ чаще не по одинаковому или близкому способу образования, т.е. не по генезису, а по парагенезису (парагенезу), т.е. лишь по одному и тому же общему месту на дне водоема или на суше, следовательно, и по одним и тем же условиям, по одной обстановке формирования, а также, естественно, по близкому времени: одному и тому же этапу или одной его фазе — элементарному циклу осадконакопления. Генетически же ГТО в ПГТ чаще резко различны, нередко контрастны, например вулканические (туфы) и планктоногенные илы; турбидиты (алломеханолиты) и биогенные местного биотопа; катастрофические (лавино-событийные и другие “мгновенные”) и постоянно накапливающиеся, фоновые и т.д. Так, парагенез-циклит из турбидита или подводного селя и планктонного осадка типичен для флиша, особенно для мелового и отчасти палеогенового. ПГТ, в котором объединены формациеобразующие ГТО, становится *элементарной ячейкой формаций (ЭЯФ)*, представляющей формацию в миниатюре. ЭЯФ — *главный диагностический признак формации*. Этим ЭЯФ особенно ценны в *современном формационном анализе* [55].

Осевая, центральнобассейновая фация (Главный хребет и южный склон хребта) и часто такая же осевая фация в паракавказском (Чечено-Дагестанском) прогибе почти нацело сложены турбидитами, но в формационном отношении они должны трактоваться по-разному: в первом случае как флишевая *формация*, во втором — как флишевая (но строже — турбидитовая) *фация* нефлишевой, а шлировой формации. Турбидитовое тело в последнем случае мельче региостратона, и оно не доминирует в нем, являясь лишь его частью (фацией, см. ниже). В этих формациях обычны и другие событийные отложения — солифлюкционные и оползневые, перерастающие в

экзонадвиговые и экзоскладчатые накопления — спутники турбидитов. Толщина дисгармонично складчатых и гигаблоково-оползневых тел достигает десятков и сотен метров, и складки и олистолиты варьируют в них от мелких, метровых, до крупных (в сотни метров). Помимо дисгармоничности оползневая складчатость отличается от компрессионной (“складок общего сжатия”) осестремительной (к оси бассейна) вергентностью и отсутствием зеркал скольжения или трения (признак смятия литифицированных пород).

Опрокинутые и лежащие складки (иногда как блоки-олистолиты, ныряющие в осадки и их сминающие) нередко сопровождаются разрывами, интракластированием и надвиганиями. Эти седикластовые брекчии обозначают переход к компактным, также субсинседиментационным блоковопластинным оползневым телам (олистоплакам), которые иногда формировали плитные олистостромы. В ниже-среднеюрских толщах Кавказа субизометричные блоки-олистолиты относительно редки. Внутриформационные складчатые горизонты, как и олистостромы, — формы и способы седиментации, поэтому при подсчете толщины (мощностей) свит учитывались полностью: распрямление складок и другие палинспастические операции не требовались.

Является ли флиш формацией или он только фация иной формации, решается региональным или бассейновым анализом, в рамках всего латерального ряда-ансамбля свит и фаций данного этапа. Флишевая, или, правильнее, турбидитовая, в основном глинистая фация (№ 1) аалена к северу сменяется глинисто (70—10%)-песчаной (30—90%, № 2) с толстыми пластами песчаников. Эта фация переходит в песчаную (№ 3, песчаников 90—95%), или в “фацию песчаного барьера” (шириной 5—15 км) с появляющимися редкими пластами угля. Следующая и последняя из обнаженных — глинисто (10—40%)-песчаная (90—60%) угленосная фация (№ 4) с увеличивающейся угленосностью к северу и северо-востоку. В закрытой части глубоко в предгорьях и в южной части Равнинного Дагестана и Чечни должна быть максимально угленосная субаэрально-дельтовая фация (№ 5, до 100 км шириной) с глинистостью, вероятно, 25—30% [48]. Последние три фации явно устанавливаются лишь в восточном сегменте, где их площадь (> 20 тыс. кв. км, около 50% Изветняковского и Сланцевого Дагестана). Западнее и восточнее его они не выведены на дневную поверхность и первично, вероятно, были более узкими. Все четыре фации (2—5) составляют единое дельтовое тело, в котором фации 2—4 — внешняя, мористая, часть (до 70—80 км шириной), состоящая из авандельты (фации 4—3) и ее склона (фация 2). Субаэральная часть дельты (фация 5) не обнажена. Она глубоко опущена и, видимо, прислонена к более древним породам по системе сбросов — широтной зоне долгожившего глубинного разлома, который ограничивал геосин-

клиналь с севера. Он находится на простирании Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны Центрального Кавказа, установленной Е.Е. Милановским [11, 22, 23, 30].

Итак, в восточном секторе Большого Кавказа, в верхнетюрко-ааленских толщах на соизмеримых площадях (примерно по 40—50 тыс. кв. км) выделяются два крупных региональных тела: дельтовое песчаное с углями на севере и флишевое (типа таврической серии) глинистое глубоководное на юге (южная песчаная фация, вероятно, неширокая, и она погружена еще глубже, чем северная). Генетический состав каждого макротела предельно ясен, и он резко различен, почти нет ни одного (кроме турбидитов) общего ГТО, литологически и генетически это разные формации (хотя по веществу на минеральном уровне они неразделимы — это единый или единые конусы выноса, и в них дельты — проксимальные их части, а флиш — дистальные). Размеры этих тел и бассейна-региона (Восточного Кавказа) соизмеримы, как и длительность формирования макротел, позволяют считать их региостратонами (они и выделяются как разные региосвиты или даже серии) и интерпретировать как разные формации: одна — дельтовая угленосная, существенно мелководная, другая — флишевая глубоководная глинистая (“аспидная”). При меньших размерах тел становится возможным объединение в один региостратон (в нем они иерархически на ступень ниже — лишь фации, части стратонтов) и столь разных парагенезов ГТО — в единую формацию, как это имеет место в среднем миоцене (шпире) Венского бассейна и в плейстоцен-голоценовом выполнении впадины Байкала. Из-за малого размера бассейнов такая ситуация обычна в центральном сегменте Кавказа.

Дельтовая формация Восточного Кавказа [10, 11, 48, 55] становится известным эталоном ископаемых дельт, с которым сравниваются другие геообъекты. В ее строении выделяются по крайней мере две-три дельты, собиравшие обильные воды и огромные массы материала с больших пространств Скифской и Русской плит с субтропическими лесами, покрывавшими дельты и дававшими материал для почти сотни пластов и пропластков угля. Толщина песчаного угленосного тела 7—8 км. Оно включает свиту Ири (2—3 км, верхний тоар, или, по [33], — ассабскую свиту) и карахскую свиту (5—6 км, аален). Эта паралическая формация с циклитами многих рангов в обнаженной морской юго-западной половине сложена на 90—95% морскими песками и глинами с прослоями известняков. Установлены ГТО: отложения дельтовых протоков, “пойм”, лагун, эстуариев, заливов, озер и болот (торфяники); прибойные, волновые, штормовые, косовые и другие типы отложений вдольбереговых и иных течений, ракушечниковые банки, биотурбиты (ихнитолиты), подводно-элювиальные панцири, сидеритовый и фоссилийный перлювий и другие прибрежные морские ГТО.

Из характерных и относительно необычных ГТО, помимо упомянутых песчаных биотурбитов (ихнитолитов), важны глиняные конглобрекции и толщи турбидитов. Толщина одноактно отложенных синседиментационных глыбовых конглобрекций из глин и песчаников достигает 15 м, щебенка, глыбы и валуны (до 2 м) уплощенные, тонкослоистые, местные, из бортов каньонов, создававшихся катастрофическими прорывами дельтовых протоков в новом направлении-секторе после перекомпенсации прежнего сектора дельты по маятниковому механизму субдельт Миссисипи и Хуанхэ [48, 49]. Наиболее выразительны они по рекам Казикумухское Койсу (ниже с. Вихцы), Рубасчай у аула Тирисанчи и Чирахчай у с. Хоредж [46, 48]. Относительно меньшее участие песчаных глыб и щебня объясняется, видимо, еще нелитифицированностью песков: в момент прорыва они рассыпались, и песок становился заполнителем брекчий. Глубина практически мгновенно выпахиваемых каньонов достигала 20—30 м или больше.

Турбидиты и особенно турбидитовые толщи (до 400 м у с. Хоредж) с дельтами кажутся несовместимыми. Однако в дагестанских дельтах они не акцессории и часто связаны с глиняными конглобрекциями и песчаниками русел протоков. У с. Тирисанчи монотонные глинисто-песчаные циклиты (5—10 см) пачкой (40 м) выполняют депрессию между толстыми (до 50—70 м) песчаными валами, отложенными протоками. Турбидиты у Хореджа почти нацело глиняные (5—20 см), четко градационные, мусорные, с линзами (0,1—15 м)-“руслами” неслоистых и косо-слоистых песчаников, с конглобрекциями из глин в основании. В подошве и кровле Хореджской линзы (шириной 4 км) залегают тонкие пласты угля. Турбидиты, как генотип отложений, оказываются полифаціальными (и мелко- и глубоководными), полиформационными и космополитными. Для “выхода” на уровень формаций турбидиты и родственные им подводные грязекаменные и песчаные потоки должны сотни и тысячи раз повториться и образовать толстый (“мощный”) в основном турбидитовый стратон или иное региотело с их преобладанием ($\geq 50\%$). Парагенез с дельтовыми отложениями чаще осуществлялся у внешнего края и на склоне дельты, при переходе дельтовой формации или фации во флишевую осевой части трога и его южного борта. Фаціальная (на схемах зубчатая, или пильчатая) граница становится формационной, т.е. из внутриформационной оказывается межформационной. Такое повышение ранга субвертикальных разделов тел (фаций или формаций), несмотря на некоторую условность, объективно. В широком (200 км) восточном бассейне эта граница обоснованно формационная. Менее ясно с ней в других секторах Большого Кавказа. Дельтовую же формацию Дагестана можно считать одним из видов штира [54] или выделять в самостоятельный дельтовый формационный тип —

дельтовую формацию. К ней следует относить только крупные геотела ранга дельт Янцзы—Хуанхэ, Лены, Амазонки, Миссисипи, Нила, а из древних, помимо Дагестанской (аален), — мощные паралические угленосные серии среднего и верхнего палеозоя Донбасса, Кузбасса, Аппалачей (США), Печорского бассейна и др. Меньшие дельты (Селенги, Баргузина, Верхней Ангары на Байкале) как фации будут входить в штировые или иные формации, включающие и другие фации.

Подстилающие нижнетюрские и среднелейасовые в основном глинисто-сланцевые толщи (2—3 км или несколько больше) Бокового и Главного хребтов генетически — флиш глинистый, аспидный, сложенный “дистальными турбидитами”, как и весьма сходные кровельные сланцы кульма (нижний карбон) или верхнего девона Тюрингии и Гарца (ФРГ), являющиеся алеврито-глинистым флишем, чаще всего — дистальной фацией глубоководных турбидитовых конусов. Какие средние и проксимальные фации этих конусов — неизвестно в обоих случаях, а предположения о кавказских лучше делать на базе сравнительного формационного анализа других секторов. Забегая вперед, выскажем вероятную версию: и эти фации были не грубыми, а в основном песчаными.

Байосско-батские песчано-глинистые отложения Восточного Кавказа — балкарская серия — выполняют уже более разделенные бассейны: северный, дагестанский — пара- или миогеосинклинальный, и южный, азербайджанский (Главный хребет и его южный склон). Внутреннее, интрагеосинклинальное поднятие в зоне Бокового хребта стало третьим источником песчаного и глинистого материала. Осадконакопление с лейасово-ааленского времени изменилось мало: вверх по разрезу циклично слабо увеличивалась известковистость и уменьшалось содержание ОВ, появлялись светлые, зеленоватые глины (наступала аридизация климата, особенно в келловее). Кумухская свита (нижний байос, 200—1600 м) на поднятиях (Боковой хр., гора Шахдаг и др.) и к западу — северо-западу от бассейнов рек Гамри-Озень и Аварское Койсу залегает с более резким несогласием (до слабого углового и трансгрессивного) и сокращается до 200—400 м. Почти везде есть базальный горизонт: массивные песчаники, конгломераты из местных конкреций и фоссилий (механический элювий — перлювий) и криноидные, обычно сильнопесчаные известняки и кварцевые гравелиты (хр. Салатау). Цудахарская свита (верхний байос — батский ярус, возможно, и низы келловее, до 1,5—2 км) с менее резким перерывом часто регрессивно залегает на нижнем байосе и обычно постепенно переходит в келловей, хотя формационная смена очень резкая: сероцветные гумидные песчано-силикатные формации сменяются в мальме красноцветными карбонатно-эвапоритовыми.

Из-за менее ясных гено- и парагенотипов определить формационный тип свит средней юры труднее, чем лейасовых. Отложения менее котловинны — турбидиты, менее выразительны и не столь доминантны. С ними конкурируют сходные темпеститы (штормовые отложения), часто принимаемые за турбидиты. Вероятно, значительно (3-е место) участие нефелоидолитов — отложений частых “облаков мути”, вносимой реками при наводнениях или мобилизуемой на дне и берегах волнением и штормами как эдафогенный материал. Обычны горизонты (до 1–2 м) сгруженных фоссилий и конкреций (механический элювий-перлювий — тип *Ammonitico rosso*), ракушняковые банки и биотурбиты; солифлюкционные и оползневые отложения более редки. Генотипы массивных песчаников (до 10 м) различны. Изотропные, неслоистые, часто не отмытые от ила, линзовидные в одном сечении (выполняют поперечные берега “шнурковые” в плане каналы), скорее всего, отложены сильными спазматическими течениями типа разрывных штормовых и гравитационными “песчаными потоками” на крутых склонах, а менее глубоко врезанные песчаные “русла” вдольбереговых направлений, наоборот, свидетельствуют о пологости (“рамповости”) других склонов и широкой, до десятка километров, отмельной зоне (большая часть прибрежных отложений не обнажена или размыта).

Еще труднее определить тип формаций обеих свит. Формации порождаются геологическими обстановками, т.е. реальным, осуществлявшимся на одном месте комплексом тектонических, климатических, биологических и иных условий и процессов. Для определения формационного типа, следовательно, помимо породного состава достаточно выявить эти условия и перечислить их в названии. Дагестанский среднеюрский узкий (до 30–50 км) и умеренно глубокий (до 200–500 м) бассейн с мало активной гидродинамикой, с нормальной, местами, возможно, пониженной соленостью отличался значительной скоростью прогибания и седиментации и имел среднюю, между платформенной и геосинклинальной, тектоническую активность. Близких современных аналогов не видим. Более отдаленные — море Азовское (в паре с глубоководным Черным, но соленость была большей, а климат теплее и гумиднее) и задуговые к северу от Зондской островной дуги, особенно в секторе о. Тимор.

За отсутствием короткого термина типа “флиша”, “шлира” или “молассы” пока приходится определять среднеюрские свиты описательно, а именно как окраинно- или парагеосинклинальные теплоклиматические умеренно глубоководные гумидные песчано (20–30%)–глинистые (70–80%) формации. В этом аспекте формацию можно было бы считать и видом штира, хотя в ней недостает прибрежных отложений (однако они вероятны у северного, ныне глубоко погруженного берега) и

вероятен темпеститовый “избыток”, а турбидиты менее четкие. Но это, как и “стадиально-геосинклинальное” различие со штиром Венского бассейна (там он начально-орогенный, а на Кавказе — начально-геосинклинальный), несущественно. Чтобы имеющиеся термины-названия не подтягивать и не расширять понятийно, вероятно, надо разрабатывать системы кратких выразительных названий формаций, как это делает А.И. Елисеев, и/или переходить, хотя бы временно, на менее удобные буквенные и цифровые символы.

Центральный Кавказ. На стадиях прогибания геосинклиналь Центрального Кавказа была значительно уже (80 км на западе и 110 км на востоке, меридиан Владикавказа), чем в восточном сегменте (200 км), что связано и с общим транскавказским поперечным поднятием [7, 8, 21–24, 65]. При орогенезе в общее поднятие были вовлечены краевые части Скифской плиты (Лабино-Малкинская зона) и Закавказского массива, и ширина Большого Кавказа в центральном сегменте была (220–230 км) наибольшей. Геосинклиналь с севера и юга четко ограничена узкими шовными зонами на глубинных долгоживущих разломах: на севере — Пшекиш-Тырныузской (2–12 км) и на юге почти такой же по ширине и строению Кахетино-Лечхумской, отделявшей ее от Закавказского массива [22, 23]. Из-за поднятости метаморфического фундамента здесь нагляднее представлено, вероятно, общее для всех подвижных поясов свойство интенсивной разбитости продольными и поперечными вертикальными разрывами: только крупных поперечных, с промежутком в десятки километров, С.Л. Афанасьев на всем Большом Кавказе насчитывает до 40. Разрезы грабенов увязываются и формационно истолковываются трудно. В целом они группируются в два пояса или в две зоны прогибов: северную и южную. Первая здесь отвечает северному склону, вторая — южному, и почти все время их разделял горст-антиклинорий Главного хребта (рифей–средний палеозой–метаморфиты, прорванные средне-верхнепалеозойскими гранитами).

Древнейшие (с верхов нижнего лейаса, т.е. с синемюра, до нижнего плинсбаха среднего лейаса) свиты из обнаженных: на севере — хумаринская угленосная (сотни метров, Лабино-Малкинская зона) и садонская (ранее — кистинская, или осетинская, в восточной части — в Дигоро-Осетинской зоне) со слабой угленосностью. В большинстве разрезов садонская свита двучленна: внизу (10–500 м) осадочная, состоящая [7, 8] то же из двух горизонтов — “базального” (кварцевые гравелиты, песчаники и аргиллиты) и “графитового”, а сверху (0–600 м) — “кератофировый горизонт” Л.А. Варданянца: андезиты, дациты и их вулканокластиты. Вулканические слои выклиниваются как на западе Дигоро-Осетинской зоны, так и на юге при переходе к типичной кистинской свите В.П. Ренгартена [36, 37] на

южном склоне, в Псеашхинской зоне (до 1—2 км). На поднятом Сванетском блоке палеозойских пород в основном геосинклинальном прогибе она базальным конгломератом несогласно залегает на триасе и более древних породах.

Литологически садонская и кистинская свиты во многом одинаковы (отличия лишь в степени метаморфизации), а формационно — различны. Их общий признак — зрелость терригенного материала (включая и конгломераты “дальнего приноса”), позволяющего относить их к фаллаховой литоформации (по Б.М. Келлеру), что отвечает их базальности и общей инициальности. На Южном Урале их аналог — кидрясская свита (Н.П. Херасков, Е.Е. Миляновский), то же пред- или начально-рифтовая, предгеосинклинальная. По ГТО кистинская свита ближе к инициальному штиру: наряду с прибрежными отложениями в ней значительно участие турбидитов. Садонская свита более мелководна и вместе с вулканитами может считаться начально-рифтовой формацией, по мелководности или “бассейновости”, вероятно, промежуточной между кистинской и хумаринской свитами. Последняя — периплатформенная паралическая угленосная формация.

Циклаурская свита (до 2—3 км, средний лейас — низы тоара), перекрывающая кистинскую трансгрессивно, в основном глинисто-сланцевая, аспидная, мелко- и тонкоциклитовая, почти нацело турбидитовая, выполняет основной прогиб на южном склоне и в других сегментах (чаще под другими названиями). Она близка к таврической серии Крыма, но еще менее песчаниста, сильнее изменена (метагенез) и накапливалась быстрее. Это флиш аспидный, “дистальный”, наименее песчаный, с интенсивной мелкой и, вероятно, крупной оползневой складчатостью, отчасти объясняющей большую толщину тонкоотмученных глин. В центральном сегменте свита формировалась в основном за счет южного, закавказского источника, что указывает на низменный рельеф, платформенный режим Закавказья, Малого Кавказа и территории Турции и Ирана, по крайней мере в Кавказском секторе, и на теплый влажный климат. Эта территория, как и юг Скифской платформы в зоне будущего Большого Кавказа, в режиме растяжения лишь начала подвергаться деструкции и рифтингу, но сразу с интенсивным базальтовым вулканизмом, часто со щелочным уклоном и контрастирующими сериями риолитов. Вызрели и известково-щелочные серии дифференцированных по кремнезему, другим петрогенным компонентам вулканитов, т.е. то, что ныне называется “островодужным вулканизмом”.

На северном склоне Центрального Кавказа частичный возрастной аналог циклаурской свиты — мизурская свита (верхний плинсбах) Дигоро-Осетинской зоны [29] и ряд ее аналогов — местных свит. На севере мизурская свита залегает трансгрессивно на палеозойском фундаменте, имеет песчано-гли-

нистый состав, более грубый, чем циклаурская свита, не типично геосинклинальную, но все же значительную (170—620 м) толщину, менее четкую тонкую турбидитовую циклитовость, сходный с кумухской и циклаурской свитами генетический состав, позволяющий предварительное отнести ее к штиру.

Верхний лейас и аален (песчаники, глины, в аалене с мелководными известняками) сокращенной по сравнению с восточным сегментом толщины: 0,3—0,5 км в Лабино-Малкинской зоне (и 0 вблизи Минераловодского выступа и севернее), до 1 км в узких грабенах-синклиналях горст-антиклинория Главного хребта, 2—3 км на его южном склоне в осевой зоне главного прогиба и 0,5—1,5 км в Абхазо-Рачинской зоне — на его южном борту. Еще синседиментационно, в малых и минибассейнах изолированные, генетически пестрые терригенные толщи (от прибрежных механо- и биогенных до мелководных турбидитовых и нефелоидных), между собой слабо коррелирующиеся и формационно трудно определяемые. Все выходы в пределах (суб)платформенной Лабино-Малкинской зоны, вероятно, относятся к периплатформенной мелководной теплоклиматической гумидной песчано-глиняной формации, а выполнения грабенов горст-антиклинория Главного хребта и Пшекиш-Тырныауской зоны — к морскому грабеновому штиру. Региостратоны главного глубокого прогиба южного склона достаточно уверенно можно относить к песчано-глинистому флишу, возможно, с включением несколько отличных тоар-ааленских слоев Абхазо-Рачинской зоны.

Региональная схема, помимо Восточного Кавказа, наиболее разработана для лейаса и доггера Дигоро-Осетинской зоны Д.И. Пановым, Ю.Г. Леоновым и др. Верхний лейас, аален и самые низы байоса здесь представлены ардонской серией — крупным стратонем, объединяющим 6 местных свит общей сводной толщиной (по наибольшим величинам) до 5,3 км. Реально она в каждом месте, конечно, меньше, но все равно свидетельствует о километровых глубинах впадин, больших питающих провинциях, большой скорости осадконакопления, режиме растяжений земной коры, как и в Дагестане, усилившихся к концу лейаса, и о расширении геосинклинали.

Байосские песчано-глинистые темно-серые толщи (до 1,5 км) на северном склоне от предкелловейского размыва сохранились в Пшекиш-Тырныауском и других грабенах, по рекам Ардон, Баксан и, возможно, в некоторых других. Батские слои не сохранились, а на осевом хребте был смыт весь лейас до фундамента, с него в байосе и позже сносился аркозовый материал [29]. Разделить байос на кумухский и цудахарский (почти везде без бата) горизонты (по аналогии с Восточным Кавказом) удается в немногих разрезах, чаще он в Осетинской Дигории выделяется единым региостратоном — как згидская свита [29]. Ее формационный тип опреде-

лить так же трудно, как в Дагестане и Чечне. В основном она глинистая, большей частью тонкоциклитовая, в значительной мере турбидитовая, но со шширами массивных песчаников (до 25 м), криноидных (до 2—6 м) и полибиотных, часто конгломератовидных известняков на разных уровнях. Ближе всего свита к апикальному (завершающему весь нижне-среднеюрский мегацикл) шширу, достаточно глубоководному, парагеосинклинальному, гумидному и теплоклиматическому.

В собственно геосинклинальном прогибе в среднеюрское время образовались три региостратона, которые можно отнести к разным геотформациям: 1) флишевой глинистой (Чиатурский бассейн, байос—бат, 1—2 км), 2) вулканической “порфиритовой” (базальт-андезитовой с кислыми вулканитами, байос, 2—3 км) и 3) наземно-морской песчано-глинистой угленосной, в основном вне главного прогиба (бат, до 0,5 км, см. ниже).

Порфиритовая серия основных и средних, умеренно и местами полно (до риолитов) дифференцированных вулканических пород сложена лавами, туфами и превосходящими их по объему переотложенными вулканитами — турбидитами, подводным коллювием с подчиненными глинами и силицитами. Строение циклитовое, циклиты многограновые, интенсивный вулканизм подавлял экзогенный и био-генный материал. Основной ареал вулканизма этого времени и типа совпал с Закавказским межгорным массивом, но во многих местах он охватил южный борт геосинклинали Большого Кавказа и северные зоны Малого Кавказа, т.е. вулканизм был ареальным, покрывавшим не менее 150 тыс. км² [22, 23, 68, 69]. Этот мегастратон относится к вулканической подводной (временами и надводной) формации основных и средних дифференцированных эффузивов известково-щелочных серий, аналогичной эвгеосинклинальным (уральским, апалачским и др.) и островодужным однотипным формациям.

Наземно-морская угленосная батская свита, развитая в основном на окраине срединного массива, к формационному ряду главного прогиба имеет косвенное отношение как возможная маргинальная фация флиша или шшира. Она, как и состав обломочного материала всех юрских свит южного борта и оси прогиба, свидетельствует о несмещенности структурно-формационных зон и принципиальной фиксированности всего Кавказа и окружающих территорий.

Западный Кавказ. Западный, или северо-западный, сегмент шириной 50—60 км орографически и тектонически менее поднят, чем центральный. Их разделяет Пшехско-Адлерская зона поперечных глубинных разломов [22, 23]. Нижняя и средняя юра слагает осевой Гойтхский антиклинорий, находящийся на простирании северной зоны основного геосинклинального прогиба. Самые древние слои — среднетоарские аргиллиты (1 км), на р. Пшехе зале-

гающие на нижнем палеозое (метаморфиты и интрузивные магматиты). Верхний тоар — сходные темно-серые аргиллиты с железисто-карбонатными и другими конкрециями, включая и линзовидные и пластовые тела (1,8 км) [14, 17, 20, 22, 23]. К югу от Главного надвига вскрыта лишь верхняя часть верхнего тоара (0,8 км) — аргиллиты, но с прослоями тонкозернистых песчаников, указывающих на южный источник материала.

Ааленские черные аргиллиты на южном склоне толщиной до 4 км (на северном — 3,3 км) с частыми тонкими (от миллиметра до 30 см) прослоями песчаников — аспидная флишевая формация. Материал тоже сносился с юга. В разрезах по р. Пшехе и ее левым притокам в верхнем аалене обычны аргиллитовые (первично-глиняные) брекчии: их пачки (до 400 м) выполняют глубокие врезы, выпаханные ими самими на подводных склонах и их подножиях. Это были лавины обрушения и обломочные потоки (debris flows) подобные селевым. Как внутрiformационные, чисто событийные, “мгновенные” они не говорят о перерывах и несогласиях, лишь подтверждают отнесение ааленских и тоарских аргиллитов к турбидитам, в основном к “дистальным” (термин “дистальные” означает не столько удаленность от склона, сколько илистость), а свиты — к флишу.

Аален на юге расчленяется на три свиты (снизу): 1) чаталтапинскую (0,9 км по р. Тугупс), 2) свиту горы Индюк (> 2 км) и 3) пшишскую (1 км). Уже в первой залегают несколько вулканических пачек: порфиритов, их туфов и вулканических кластолитов — продуктов переотложения туфов и лав. В свите горы Индюк толщина каждой из двух-трех вулканических пачек варьирует от 200 до 400 м. В них доминируют эффузивы кислого, дацит-риолитового состава. Это заставляет флишевую формацию считать и эффузивной известково-щелочной, андезито-дацито-риолитовой, вероятно, в основном подводно-вулканической. В нижнем и верхнем вулканических горизонтах залегают информативно очень интересные крупногалечные и валунные резко полимиктовые конгломераты из разнообразных, в том числе и экзотических эффузивов, черных аргиллитов (валуны и глыбы до 0,5 м), известняков и гранитов. И они, вероятно, сносились с юга, из гористой страны в восточной части современного Черного моря.

Средняя юра представлена лишь байосом — аргиллитами с тонкозернистыми песчаниками, т.е. дистальными турбидитами (1,4 км в районе с. Шаумян [21]), с базальными конгломератами (1,5—2 м) из аргиллитовых галек и с такими же по составу внутрiformационными гравелитами в основании турбидитовых циклитов. Это глинистый флиш, незрелый по метаморфизации аналог аспидного. Аргиллиты байоса особенно сильно смяты в мелкие, видимо, оползневые складки. Они несогласно перекрываются известковыми глинами келловей.

Обнаженные части лейаса (тоар) и догтера (аален и байос) в северо-западном сегменте Большого Кавказа формационно, таким образом, однообразны и должны относиться к глинистому (аспидному) флишу, заключающему и формацию дифференцированных известково-щелочных, в основном кислых и подчиненных средних эффузивов (аален). Экзотические гальки и валуны южного источника, подобно конгломератам оксфорда горы Демерджи (Крым), — документальное подтверждение существования суши на месте Черного моря в юрское время и косвенное свидетельство новообразованности его впадины в позднейшие этапы развития этого подвижного пояса.

Проявления вулканизма в ранней и средней юре

Вулканические породы на Большом Кавказе в малом и редко в большом объеме имеются почти во всех ниже-среднеюрских стратонах и во многих точках региона, что говорит о постоянной готовности магматических очагов при удобных случаях и при локальных растяжениях земной коры подать расплав на поверхность, в зону осадконакопления. Если судить в целом по малой интенсивности вулканизма на Большом Кавказе, главный единый глубинный мантийный очаг находился под Малым Кавказом и Закавказскими массивами, и он на разных этапах коры давал разветвления и промежуточные субочаги, а режимы сжатия экранированием обеспечивали условия застойности расплавов в магматических очагах, их взаимодействие (контаминацию) с веществом разных слоев коры и, как и в других вулканических и геосинклинальных поясах [35, 58], ту или иную степень дифференциации и эволюцию магматизма. Проследим это во времени и на площади [6—8, 13, 17, 18].

Наиболее ранние проявления вулканизма в юрское время на Большом Кавказе установлены в нижнелейасовой кистинской свите южного склона, и это уже дифференциаты или контаминаты — риолито-дациты. В нижне-среднелейасовой флишевой циклаурской свите совсем иные и разные вулканы: толеитовые спилитизированные базальты, диабазы и дифференцированные андезитовые (по доминантотипу) эффузивы. Во флише аалена (северо-запад) — контрастные, базальт-риолитовые вулканы, обычные при заложении рифтов и нередкие на других их стадиях и обычные в геосинклинальных циклах. Мощнейший, почти повсеместный в Закавказье и широко проявившийся в Крыму умеренно дифференцированный вулканизм основного и среднего состава создал несколько региостратонов ранга свит и серий байосского возраста и затух в бате (см. выше). Притроговая часть Грузинского срединного массива с раннего лейаса (кислые туфы) несет на себе разновозрастные и разные вулканы [6, 69] с комагматичными диорит-гранодиоритовыми интрузиями в байосе.

Восточный сегмент по проявлениям вулканизма похож на центральный. Более изучены эффузивы, заключающие [21—24, 65, 71, 72] колчеданные и полиметаллические сульфидные месторождения Филлизчай, Кизилдере и др. в зоне Главного хребта, его южного склона и близко подходящего Бокового хребта между меридианами Лагодехи (Филлизчай) на западе и Хнов-Борчинским районом Дагестана (Кизилдере) на востоке. Древнейшие, позднесинемюрские эффузивы — в основном риолито-дациты, андезито-дациты, андезиты, их туфы и экзовулканокластиты — расслоены глинистыми сланцами (турбидитами) кацдагской свиты синемюра и нижнего плинсбаза с Кацдагским медно-пирротиновым месторождением и Кахнамеданским колчеданным рудопроявлением. Вышележащая сходная сланцевая белоканская свита (верхний плинсбах) — главный рудосодержащий стратон колчеданно-полиметаллического месторождения и мелких рудопроявлений Филлизчай. В ее нижней толще субвертикально залегает пластовое рудное тело — линза (толщиной 25—60 и протяженностью до 1200 м), приуроченная к крупному Филлизчайскому разлому-взбросу и сопровождающим его сильно перемятым и рассланцованным породам в зоне до 60 м толщиной. Белоканская свита и сменяющая ее тоарская губахская, авулканичны, но с большой пиритовой, сидеритовой и силицитовой конкреционностью.

Примерно в 70—100 км к юго-востоку в районе месторождения Кизилдере в наиболее древней здесь цейлаханской свите (нижний и средний тоар) совсем другой вулканизм: покровы базальтов, андезитов и диабазов, дайки долеритов и андезито-базальтовых порфиритов. Покрывающие их песчано-глинистые флишевые свиты с сидеритовыми и пиритовыми конкрециями (до 6 км, верхний тоар—нижний аален) авулканичны и безрудны. Таков же и верхний аален (> 4 км), но в низах заключающий колчеданное (халькопирит-пирротинное) месторождение Кизилдере. Оно приурочено к крупной разрывной тектонической зоне, находящейся в верхнеялахкамской свите, прорванной относительно крупной Галагатхетской базит-гипербазитовой интрузией. Между Хновским разломом, на юго-востоке продолжающим Главный надвиг Кавказа, и (южнее) Ахтычайским разломом в аргиллитах нижнеялахкамской свиты многочисленны дайки диабазов и меньше плагиогранит-порфиров, а также сульфидно-кварцевые рудопроявления [65, 70—72].

Более активно вулканической, несомненно, была ныне недоступная на больших глубинах контактная зона геосинклинального прогиба и Куринского массива, подобно такой же зоне в Грузии. Выплескивавшийся на Закавказский массив в байосе вулканизм, покрывший его почти полностью, не мог “обойти” своим развитием более проницаемую контактную зону, если на более жестко непроницаемом фундаменте Верхне- и Нижнекуринских впадин тол-

толщина вулканитов, по данным Саатлинской сверхглубокой скважины, более 5 км. По составу вулканизм разнообразный: основной, средний и кислый, от недифференцированного толеитового до полностью дифференцированного, нормальной щелочности (известково-щелочные серии) и в разной степени с повышенной щелочностью, т.е. "типично островодужный" (только нет океана) или геосинклинальный.

На Большом Кавказе, таким образом, по разнообразию вулканизм эвгеосинклинальный, как на Урале [58]. Но значительно меньшие объемы и скромное участие вулканитов в строении юрских формаций заставляет Большой Кавказ считать если не миогеосинклиналью, то промежуточной между этим типом и вулканической, или эвгеосинклиналью. Вулканизм и вулканические формации в целом на Большом Кавказе не океанические, а геосинклинальные, но имеющие много общего и с вулканизмом континентально-рифтовых областей — платформ на стадиях их деструкции (Восточный Китай [58]) и с вулканическими поясами. Общим фактором вулканизма этих разных структур является толстая, жесткая континентальная кора, способная длительное время экранировать флюиды, тепло и расплавы, обеспечивая их дифференциацию, контаминацию (веществом литосферы и коры) и в итоге богатый спектр вулканитов, который нередко упрощенно приписывается только островным дугам.

Выводы

1. Формационный (суб)ряд нижней и средней юры Большого Кавказа многосторонне целостен: литологически (он нацело кварц-силикатный), по цвету пород (темноцветный или "сероцветный"), климатически (гумидный теплый) и генетически (турбидиты и родственные им типы составляют 70—80% объема толщ).

2. Литоформационно также он определенно целостен: доминирующие глины во всем разрезе составляют не менее 60—70% объема экзолитов. Почти все геоформации — глинистые литоформации. Песчаники отчетливо доминируют лишь в верхнеарско-ааленских свитах (60%): карахской (в батлукской и датунской свитах, по [34]) и Ири (в ассабской свите, по [34]), принадлежащие к дельтовому угленосному шлиру или дельтовой формации. Конгломераты дальнего приноса — мелкогалечные, редкие и маломощные. Рельеф в Предкавказье и Закавказье был равнинным, низко- и местами, возможно, среднегорным, сглаженным, равнины и горы лесистыми, кора выветривания латеритная, поставлявшая в изобилии каолинит и другие глинистые минералы, но и

феррооксидные компоненты (сидеритонность всего разреза) и кварц. Большие объемы растительного материала и растворенного органического вещества обеспечивали интенсивный диагенез.

3. Основной формационный тип — флиш (60—70% разреза), заметна роль шлира (20—25%), чаще сильнотурбидитового, и вулканических формаций (3—5%). Единичны (2—3%) дельтовые формации, если их выделять из шлира, и 1—2% — перикратонные формации. Формационно неясны 5—10% объема нижней—средней юры. Флиш глинистый и песчано-глинистый, содержание турбидитов в нем до 90—95%. Нефелоидные фоновые отложения (не меньше 5%) трудно отличимы от турбидитов, биопланктоногенные известковые не сохранились. Подводно-складчатые образования (не менее 20—30%) при оценке объемов нами включались в турбидиты, а олистостромы (вероятно, до 2—3%) считались отдельно.

4. Вулканические формации единичны, несмотря на многие десятки проявлений вулканизма. Мегаформационны повсеместно распространенные байосские вулканиты, отнесенные к подводной базальт-андезитовой формации известково-щелочных умеренно дифференцированных вулканитов, местами с участием толеитовых базальтов и дацит-риолитовых пород. Из-за малых объемов формационно не реализовались толеитовые базальтовые, базальт-риолитовые контратные, базальтовые и андезитовые со щелочным уклоном и существенно кислые, дацит-риолитовые вулканиты. Практически все вулканиты подводные. Вулканизм был континентальным, как геосинклинальным, так и континентально-рифтовым. Сходство вулканизма Кавказа с островодужным указывает на заложение островных дуг и окраинных морей на континентальной коре.

5. Формационный ряд в целом внутриконтинентально-геосинклинальный; он генерировался в нешироком прогибе за все время без существенных горизонтальных перемещений (Закавказская зона срединных массивов в целом и по частям заметно не мигрировала), с постоянным двусторонним питанием осадочных бассейнов терригенным материалом, и объем северного поступления сильно превышал южный, закавказский.

За советы и поддержку авторы благодарны академику РАН Е.Е. Милановскому. Особая благодарность профессору В.М. Цейслеру за тщательно прочитанный текст, множество обнаруженных неточностей и ценные рекомендации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаев В.В. Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). Баку, 1990. 162 с.

2. Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа // Тр. КЮГЭ. 1961. Вып. 6. С. 5—17.

3. Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа // Тр. Всесоюз. НИИ газа. 1967. Вып. 28/36. 179 с.
4. Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г. и др. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Тр. ВНИИгаз. 1960. Вып. 10 (18). С. 109—191.
5. Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования // Тр. ЦНИГРИ. 1938. Ч. 1, вып. 108. 108 с.; 1940. Ч. 2, вып. 121. 176 с. 1939. Ч. 3, вып. 126. 90 с.
6. Беридзе М.А. Геосинклиальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси, 1983. 192 с.
7. Варданянц Л.А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа // Докл. АН СССР. 1943. Т. 39, № 8. С. 362—364.
8. Варданянц Л.А. Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (центральный Кавказ) // Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Вып. 8. С. 67—86.
9. Гаврилов Ю.О. Оползневые явления и образование горизонтов гомогенизации в области подводных конусов выноса (лейас, Северо-Восточный Кавказ) // Литол. и полез. ископ. 1990. № 1. С. 49—58.
10. Гаврилов Ю.О. Ниже- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточный Кавказа // Литол. и полез. ископ. 1994. № 4. С. 77—104; № 5. С. 86—98.
11. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: Автореф. докт. дис. М., 2002. 52 с.
12. Гаврилов Ю.О., Галкин В.А., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Литолого-минералогические и структурногеологические характеристики ниже- и среднеюрского терригенного комплекса Большого Кавказа (район р. Терек) // Литол. и полез. ископ. 1999. № 1. С. 58—77.
13. Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа // Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С. 105—184.
14. Геология Большого Кавказа / Ред. Г.Д. Аджирей. М., 1976. 264 с.
15. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Кавказ. Л., 1963. 478 с. (Тр. НИЛНЕФТЕГАЗа. Вып. 9).
16. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Ростовская, Астраханская области, Калмыкская и Дагестанская АССР). Л., 1965. 236 с. (Тр. НИЛНЕФТЕГАЗа. Вып. 13).
17. Геология СССР. Т. 10. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1964. 655 с.
18. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1968. 760 с.
19. Кириллова И.В. Происхождение аспидных сланцев в свете данных о их химическом составе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41, вып. 3. С. 84—95.
20. Крымгольц Г.Я. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1953. Т. 159, вып. 3. С. 25—38.
21. Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Т. 2 (Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1957 г.). Ставрополь, 1960. 228 с.
22. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 3. М., 1991. 272 с.
23. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северная Евразия). М., 1997. 448 с.
24. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963. 358 с.
25. Мокринский В.В., Вальц И.Э., Власов В. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакпления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. М.; Л., 1965. 224 с.
26. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа / Ред. Н.В. Безносов, М.С. Бурштар, В.А. Вахрамеев и др. М., 1973. 194 с.
27. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геол. Бол. Кавказа. М., 1976. С. 154—207.
28. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13—24.
29. Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 46—55.
30. Панов Д.И., Бызова С.Л. Геологическое развитие Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Северный Кавказ) в ранне- и среднеюрское время // Вопр. регион. геол. СССР. М., 1964. С. 78—92.
31. Панов Д.И., Гуцин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология. Итоги и перспективы. М., 1987. С. 82—96.
32. Панов Д.И., Гуцин А.И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений северного склона Восточного Кавказа (Агвали-Хивская зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 1. С. 48—64.
33. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 3—14.
34. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Ааленский этап развития территории Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 3—13.
35. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова и др. М., 1985. 275 с.
36. Ренгартен В.П. Горная Ингушетия. Геологические исследования в долинах рек Ассы и Камбилеевки на Северном Кавказе // Тр. Гл. геол.-разв. упр. 1931. Вып. 63. 195 с.
37. Ренгартен В.П. Геологический очерк Военно-Грузинской дороги // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. 1932. Вып. 148. 79 с.
38. Ростовцев Н.Н. Геология и полезные ископаемые Южного Дагестана // Тр. Сев.-Кавк. геол. упр. Ессентуки, 1940.
39. Ростовцев Н.Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 3. С. 55—68.
40. Ростовцев К.О. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны северного склона Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 95—108.

41. Сорский А.А. О геотектонической истории Большого Кавказа в нижне-среднеюрское время // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104, № 3. С. 466—469.
42. Стафеев А.Н. Древние конусы выноса морских проливов // Ежегод. науч. конф. "Ломоносовские чтения". М., 1997. С. 81—82.
43. Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Гуцин А.И. и др. Ландшафтные обстановки и история формирования среднеюрских отложений Восточного Предкавказья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1993. № 1. С. 26—37.
44. Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М., 1994. 152 с.
45. Фролов В.Т. Стратиграфическое положение и возраст угленосных и смежных с ними отложений Дагестана // Сов. геология. 1959. № 1. С. 32—42.
46. Фролов В.Т. Условия образования юрских угленосных и смежных с ними отложений Дагестана // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Вып. 9. Кавказ. Л., 1963. С. 205—285.
47. Фролов В.Т. Угленосные дельтовые отложения юры Восточного Кавказа // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., 1963. С. 167—173.
48. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., 1965. 197 с.
49. Фролов В.Т. О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 4. С. 111—124.
50. Фролов В.Т. Литоформации и геоформации // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М., 1983. С. 85—95.
51. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984. 222 с.
52. Фролов В.Т. Тожественны ли океанские и геосинклинальные формации? // Формации осадочных бассейнов. М., 1986. С. 37—44.
53. Фролов В.Т. Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 4. С. 16—32.
54. Фролов В.Т. Шлир — самостоятельный формационный тип // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 109—122.
55. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М., 1995. 352 с.
56. Фролов В.Т. Мезозойские и кайнозойские формации Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 5. С. 39—48.
57. Фролов В.Т. Циклы везде и всегда // Циклы (Мат-лы 1-й Междунар. конф.). Ч. 1. Ставрополь, 1999. С. 40—46.
58. Фролов В.Т. Геоформации и палеогеодинамика Урала // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., 2000. С. 204—223.
59. Фролов В.Т. О науке геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. Ст. 1. 2000. № 6. С. 3—10; Ст. 2. 2001. № 1. С. 3—11; Ст. 3. 2002. № 1. С. 6—14.
60. Фролов В.Т. Основы формациологии // Генетический и формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. М., 2003. С. 31—34.
61. Фролов В.Т. Наука геология (Опыт философского анализа) (в печати).
62. Фролов В.Т., Фролова Т.И. Геологические формации Курильских островов // Проблемы тектонического анализа геологических формаций. М., 1983. С. 129—135.
63. Фролова Т.И., Фролов В.Т., Бурикова И.А. и др. Пояса островных дуг // Вулканические пояса востока Азии. М., 1984. С. 354—373.
64. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1950. 224 с.
65. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., 1973. 512 с.
66. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М., 1984. 341 с.
67. Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М., 1977. 183 с.
68. Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, 1979. 203 с.
69. Чихрадзе Г.А., Начев И.К. Юрские осадочные геоконтакты Болгарии и Грузии. Тбилиси, 1984. 100 с.
70. Халифа-Заде Ч., Магомаев А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М., 1982. 276 с.
71. Шихалибейли Э.Ш. Юрские отложения Азербайджана // Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья. Баку, 1953. С. 23—36.
72. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку, 1956. 222 с.

CAUCASIAN FORMATIONAL ROW. 1. LOWER AND MIDDLE JURASSIC

V.T. Frolov, N.A. Bondarenko

The row of sedimentary formations of the Great Caucasus is intermediate one between eu- and miogeosynclinal rows and represents continuous sequence from lower Jurassic up to Holocene. The through type of formations is flysh, the second types are schlier and planktonogenic carbonate formations. The subplatform sandy-clayey and evaporitic formations, molasses and volcanics has subordinate occurrence or isolated. Lithologically this row is dominated by siliciclastic and clayey (60—65%) and carbonate (30—35%) rock groups. Volcanic rocks constitute no more than 2—3%. Metamorphic and magmatic eugeosynclinal formations of the Hercynian and more ancient geosynclinal cycles (including Precambrian ones) are at the base of the row that continues to be develop by orogenic as well probably geosynclinal formations (in the Black Sea).