

УДК 552.5:551.762(479)

**ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКОМ
ВОДОЕМЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (В СВЯЗИ
С ТРАНГРЕССИЯМИ И РЕГРЕССИЯМИ)**

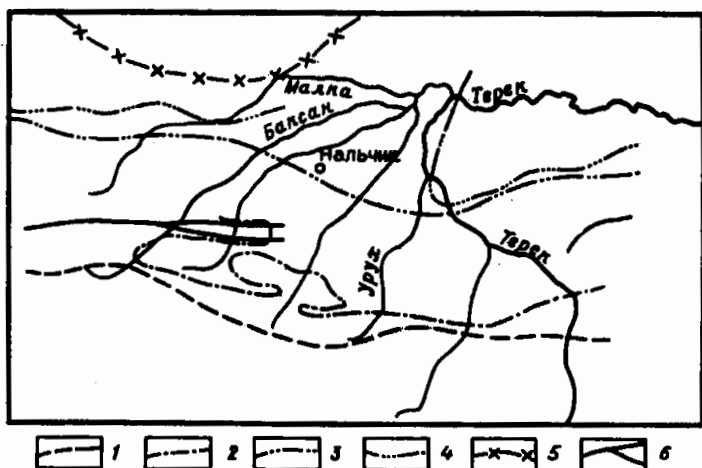
Гаврилов Ю.О.

Рассмотрено влияние трансгрессий и регрессий на осадконакопление в ранне- и среднеюрском бассейне седиментации Большого Кавказа. Показано, что трансгрессивное в целом развитие бассейна осложнялось регрессивными этапами, с которыми было связано перераспределение ранее накопившегося осадочного материала, возникновение специфических осадочных образований, и что ряд регрессивных эпизодов коррелируется с аналогичными событиями в других районах мира и связан с эвстатическими колебаниями уровня моря.

Толще ниже- и среднеюрских песчано-глинистых отложений Большого Кавказа, несмотря на сходный в общих чертах литологический состав, свойственно довольно сложное строение. Здесь выделяется много десятков региональных свит [20], характеризующих собой смену условий осадконакопления как в латеральном, так и в вертикальном направлении. Анализ строения отложений свидетельствует о том, что в той или иной мере различные причины оказывали влияние на осадконакопление в юрском водоеме и определяли специфику образования разных частей толщи. Вместе с тем в строении отложений, развитых как в смежных, так и в удаленных друг от друга частях региона, намечается ряд общих черт, появление которых могло быть связано с действием одних и тех же факторов, отражающих общие закономерности эволюции бассейна седиментации. Некоторые из этих закономерностей связаны с трансгрессивными и регрессивными этапами в развитии Кавказского водоема. В статье предпринята попытка оценить возможное влияние этих факторов на накопление осадочных толщ.

В результате проводившихся исследований юрских отложений Большого Кавказа было установлено, что на протяжении ранней и средней юры происходило постепенное расширение Кавказского водоема (фиг. 1) [4, 16 и др.]. Одной из основных причин трансгрессии являлось интенсивное прогибание ложа бассейна, что обусловило накопление в осевой его части многокилометровой толщи отложений. В погружение с течением времени вовлекались новые участки суши, а море соответственно занимало все большую территорию. Одновременно следует учитывать, что кавказские бассейны были частью Тетиса, для которого в юрское время установлен ряд эвстатических колебаний. Соответственно эвстатические изменения уровня моря могли проявиться и в Кавказском регионе. Сочетание этих факторов — погружение собственно ложа кавказских прогибов и эвстатические колебания в морях Тетиса — обусловило далеко не равномерный характер развития трансгрессии, что в значительной степени повлияло на накопление осадочного материала.

Перемещение со временем береговой линии, т.е. трансгрессивные и регрессивные эпизоды, оказывали определяющее влияние на характер поставки в водоем осадочного материала, поскольку в результате этих процессов видоизменялись (образовывались или, наоборот, прекращали свою деятельность) дельты рек, системы подводных каньонов и т.д., смещался депоцентр осадочного бассейна, иногда перетлагались ранее накопившиеся большие массы осадков, что и



Фиг. 1. Распространение морских нижне- и среднеюрских отложений в пределах Центрального Кавказа ([16])

Границы распространения отложений: 1 - синемюрских - нижнеплинсбахских; 2 - верхнеплинсбахских; 3 - тоарских; 4 - валлейских; 5 - верхнебайосских; 6 - Тырныауз-Пшекшиская шовная зона

обусловило сравнительную сложность строения терригенного комплекса J_{1-2} . В связи с этим весьма важным моментом в реконструкции характера осадконакопления в геосинклинальном прогибе Большого Кавказа является вопрос о динамике развития ранне- и среднеюрской трансгрессии.

Отметим, что наиболее удобным объектом для рассмотрения этого вопроса являются юрские отложения Северного Кавказа и прежде всего его центральных районов, где они фаунистически хорошо охарактеризованы и достаточно четко прослеживаются взаимоотношениями между осадочными комплексами. В связи с этим в интересующем нас аспекте анализировали прежде всего материалы по северной части Кавказского бассейна седиментации. Вместе с тем данные по другим районам Кавказа либо подтверждали, либо, как нам кажется, по крайней мере не противоречили полученным выводам.

ТРАНСГРЕССИВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ ВОДОЕМА

Поскольку ранне- и среднеюрская трансгрессия имела общекавказский характер, можно было ожидать существование и общих для Кавказа особенностей развития этого процесса. В настоящее время в результате изучения стратиграфии юрских отложений стало возможным существование разнообразные и многочисленные местные свиты объединить в крупные региональные стратиграфические подразделения — горизонты [16, 18 и др.], которые отвечают определенным этапам развития бассейна осадконакопления в целом.

Начальный этап развития геосинклинального прогиба ознаменовался образованием отложений сванетского горизонта [18], возраст которого — геттанг (?) — синемюр — нижний плинсбах. Накопление преимущественно грубых осадков происходило в условиях мелководного бассейна. Подошва сванетского горизонта в разных районах датируется не одинаково — от самых низов синемюра (геттанга ?) в осевой части и на южном борту прогиба до нижнего плинсбаха на северном борту геосинклинали и в южной части Скифской плиты. Слабая фаунистическая охарактеризованность отложений этого горизонта, к сожалению, затрудняет выяснение динамики развития трансгрессии на этом этапе.

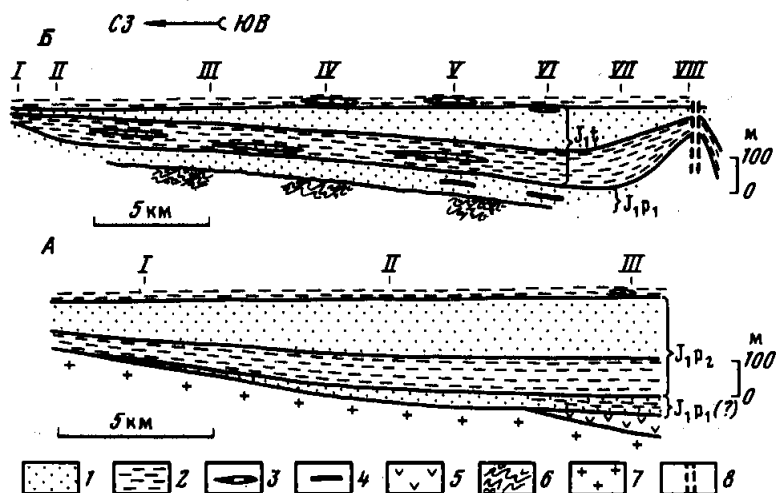
Вместе с тем отмечалось, что трансгрессия, начавшаяся в позднем геттанге (?) — начале синемюра, была процессом неравномерным, о чем свидетельствует различ-

ный объем сванетского горизонта в разных районах [18]. По меняющемуся возрасту основания верийотской свиты можно, видимо, говорить о первой половине позднего синемюра и начале плинсбах, как об этапах расширения водоема и возникновения новых областей осадконакопления.

В отличие от подошвы сванетского горизонта, его кровля характеризуется довольно четко выраженным переходом к вышележащим отложениям в целом иного литологического состава (циклаурский горизонт). Преимущественно глинистые отложения циклаурского горизонта (верхний плинсбах — нижняя часть нижнего тоара [16, 18]) распространены на больших площадях, чем накопившиеся ранее: с началом этого этапа произошло расширение водоема и заметное углубление его центральной части, где стали накапливаться сравнительно тонкие осадки. О характере трансгрессии можно судить по особенностям строения верхне-плинсбахской (домерской) толщи центральных районов Северного Кавказа. Здесь в некоторых местах (бассейн р. Урух) можно наблюдать серию разрезов домерских отложений, расположенных примерно вкост Кавказского простирания. Анализ их строения показывает, что море на рубеже раннего и позднего плинсбаха быстро продвинулось к северу — по крайней мере на несколько десятков километров. В результате этого образовалась область сравнительно мелководного осадконакопления, типичного для шельфа. Причем условия седиментации характеризовались здесь однотипностью и стабильностью на площади.

Накопление отложений казбекского горизонта (верхняя часть нижнего тоара — верхний тоар [18]) также началось быстрым продвижением моря к северу — затопленной теперь оказалась южная часть Скифской плиты, которая стала выполнять функции шельфа, в то время как Дигоро-Осетинская структурно-фациальная зона (СФЗ)¹ превратилась в материковый склон. Нижняя граница казбекского горизонта (джигнатской свиты) в пределах Лабино-Малкинской СФЗ датировалась основанием аммонитовой зоны *Hildoceras bifrons*; однако данные, полученные в последнее время, свидетельствуют о том, что она проходит внутри зоны *Harpoceras falctiferum* [11], а соответственно этим временем определяется и граница между циклаурским и казбекским горизонтами. Таким образом, следует считать, что новый трансгрессивный этап начался в середине раннего тоара. Так же как и в домерское время, после быстрого продвижения моря к северу в пределах новообразованного шельфа началось сравнительно стабильное осадконакопление. Причем в обоих случаях схема накопления осадочных толщ на шельфе в целом была сходной: вначале (после образования маломощного слоя базальных песчаников и гравелитов) происходило накопление глинисто-алевритовых осадков, которые в дальнейшем сменялись песчаными отложениями мелководного шельфа. На фиг. 2 показано строение толщ, накапливавшихся в области шельфа в домерское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и второй половине раннего тоара — начале позднего тоара в Лабино-Малкинской СФЗ, из которых видна одинаковая направленность в развитии осадконакопления в сходных фациальных условиях. Темп трансгрессий был высок, о чем можно судить по тому, что в целом однотипные условия осадконакопления устанавливались практически на всей площади шельфа. Причем довольно выдержанная мощность нижней части трансгрессивной серии свидетельствует о существенной непленнизации затоплявшейся суши предшествовавшими трансгрессиями экзогенными процессами. Следует отметить, что на пульсационный характер трансгрессий уже указывалось некоторыми исследователями [3 и др.]. Продвижение береговой линии на север привело к тому, что оказались затопленными дельты рек, впадавших в водоем и поставлявших осадочный материал. Повышение базиса эрозии вызвало замедление денудации суши. Несомненно реками относительно крупный обломочный материал, видимо, аккумуляировался в затопленных долинах рек и непосредствен-

¹ В статье используется структурно-фациальное районирование, изложенное в работах [16, 18].



Фиг. 2. Схема строения осадочных толщ, накопившихся в областях шельфа (А – в позднеплинсбахское время в пределах Дигоро-Осетинской СФЗ; Б – во второй половине раннеарского и в позднеарское время)

1 – песчаные отложения; 2 – глинистые и глинисто-алевритовые отложения; 3 – линзовидные пласты, содержащие железистые оолиты; 4 – прослои углей; 5 – вулканогенно-осадочная толща; 6–7 – домезозойские образования фундамента (6 – кристаллические сланцы, 7 – граниты и гранитогнейсы); 8 – Тырышауз-Пшекишская шовная зона. Римскими цифрами обозначено положение разрезов. Для А: I – Фаснал, II – Фараскат, III – Лезгор; для Б: I – Малка (Гедмыш), II – Гораллык, III – Западный Канджал, IV – Тызыл (Бардыргарлык), V – Тызыл (Ташлысырт), VI – Баксан, VII – Гитче-Коштансу, VIII – Хасты (мощности по [4] и др.)

но вдоль берега; в более погруженных частях шельфа накапливались более тонкие (глинистые) отложения, иногда обогащавшиеся песчано-алевритовым материалом. В дальнейшем, по мере накопления осадочного материала на шельфе и соответственно уменьшения его глубины и образования новых дельт песчаный материал начал разноситься по шельфу волновой деятельностью и вдольбереговыми течениями. Причем на этом этапе осадконакопления происходила хорошая сортировка материала в результате достаточно активной гидродинамики, и глинистый материал выносился за пределы шельфа в более мористые области, где, например, в домерское время шло накопление глинистых фаций циклаурской свиты, а в тоаре – ардонской.

Отложения анчхойского горизонта (аален – низы нижнего байоса [18]) и в особенности верхнеааленские отложения на Северном Кавказе и в Предкавказье наиболее широко распространены. Поздний аалей ознаменовался еще одним трансгрессивным импульсом – море покрыло обширные пространства Восточного Предкавказья. И здесь, и в более западных районах Лабино-Малкинской СФЗ какие бы отложения в это время ни образовывались (глинистые или песчаные), повсюду они несут следы накопления в условиях сравнительного мелководья. Самая верхняя (регрессивная) часть этого горизонта замещается алеврититами, песчаниками и линзовидными пачками органогенно-обломочных известняков [16, 18]. Накопление отложений анчхойского горизонта было прервано регрессией в конце аалена – начале байоса.

Раннебайосская трансгрессия, начавшаяся, как считает Н.В. Безносков [3], не позднее конца времени "Sonninia" sowerbyi, достигла своего максимума во время *Stephanoceras humphriesianum*. Только в некоторых районах горной части Дагестана нижнебайосские отложения (кумухский горизонт [3, 18]) без видимого перерыва залегают на ааленских; на остальной же части Северного Кавказа толща нижнего байоса лежит трансгрессивно на всех подстилающих отложе-

ниях и соответствует двум верхним зонам нижнего байоса, в то время как на нижнюю зону в основном приходится перерыв [3]. Раннебайосский этап осадконакопления закончился кратковременной регрессией.

В начале позднего байоса новый трансгрессивный импульс продвинул море далеко на север и накапливавшиеся здесь в течение позднего байоса и раннего бата отложения (цудахарский горизонт [3, 18]) перекрывали добайосские образования [3, 4, 9 и др.].

Считается, что циклаурский, казбегский и анчайский горизонты составляют единую и непрерывную серию отложений, объединяемую в себельдинский комплекс, который отражает собой один крупный этап геологического развития Большого Кавказа [18]. Нам представляется, что это положение прежде всего справедливо для центральных областей юрского бассейна осадконакопления, что же касается его краевых частей, то здесь обнаруживается более прихотливая картина в направленности образования себельдинского комплекса: общее трансгрессивное развитие бассейна осложнялось периодами отступления моря. Такими моментами, на наш взгляд, были периоды, предшествовавшие этапам быстрых трансгрессий и соответствующие примерно границам между горизонтами. Рассмотрим эти этапы; причем нам удобнее начать с эпизода, приуроченного к временному интервалу на рубеже тоара и аалена.

РЕГРЕССИВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ КАВКАЗСКОГО БАСЕЙНА

Трансгрессивная в целом направленность развития Кавказского водоема подтверждается многочисленными данными. Поэтому появление на обширной территории Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) в мощной (7–8 км) толще морских отложений комплекса дельтовых фаций (карахская свита [24] или батлукская и датунская [6]), причем во многих местах угленосных, может свидетельствовать о существовании некоторого регрессивного этапа, осложняющего общую тенденцию к расширению водоема. В связи с этим возникает вопрос: можно ли оценивать это явление как локальное или оно было распространено достаточно широко?

Количество осадочного материала в дельтовых отложениях — значительно. В.Т. Фролов [24] оценивает площадь их распространения в 20 тыс. км², что близко к территории дельты Волги; мощность толщи достигает 1,5 км, иногда более, т.е. объем ее очень велик. Продвижение дельты в сторону моря В.Т. Фролов связывает с восходящими движениями суши, располагавшейся на территории Северного Каспия. В этом случае регрессия имела бы локальный характер. Вместе с тем к тому же результату могла привести и более широкая регрессия. При этом вследствие понижения базиса эрозии накопившиеся ранее в прибрежных участках суши и шельфа отложения (преимущественно песчаные) были размывы и перетолжены на континентальном склоне (северный борт водоема), который являлся областью накопления толщи в конце позднего тоара — раннем аалене.

Очевидно, следы регрессии или признаки уменьшения глубины водоема в наибольшей степени должны были проявиться в областях относительно мелководного осадконакопления. В это время такой областью, занимавшей довольно значительную территорию в более западных районах, был шельф тоара-ааленского водоема (южная часть Скифской платформы), образовавшийся, как отмечалось выше, в раннем тоаре в результате трансгрессии.

Р.С. Безбородов [2], проводивший широкие литологические исследования нижне- и среднеюрских отложений в пределах Центрального и Западного Кавказа, указывал, что изменение в разрезе пород тоара свидетельствует об обмелении моря в конце тоарского века. Это явление он связывал с некоторым оживлением восходящих движений в конце тоарского времени. К.О. Ростовцев и Л.А. Никанорова для Западного Кавказа отмечали как согласное, так и с небольшим размывом залегающие нижнего аалена на верхнем тоаре [22]. Принимая во внимание то обстоятельство, что тенденции к восходящим движениям в конце позднего

тоара — раннем аалене отмечены как для восточной части региона [24], так и для западной [2], можно достаточно уверенно говорить о широко распространенной регрессии, проявившейся на всем Северном Кавказе.

Отметим также, что в некоторых наиболее северных разрезах J_{1-2} , т.е. ближе других, располагавшихся к береговой линии (р. Ракасезен), и где в наибольшей степени должны были проявиться следы регрессии, отсутствие фаунистически охарактеризованных слоев аммонитовых зон *Dumorteria pseudoradioza* и *Leioceras opalinum* [4], очевидно, можно трактовать, как перерыв в осадконакоплении в это время.

Изучение разрезов J_{1-2} показывает, что для них характерно присутствие некоторых специфических осадочных образований, тяготеющих к интервалу: верхи верхнего тоара — нижний аален. В частности, такими своеобразными горизонтами являются отложения коагкреционных конгломератов или "внутриформационных перерывов" [2, 4, 5 и др.]. Они представляют собой пласты (0,1—0,5 м), сложенные, как правило, диагенетическими конкрециями, зачастую несколько окатанными, встречаются фрагменты древесины, глинистых пород, раковины аммонитов, двусторок, гастропод, ростры белемнитов. Причем слагающие пласты компоненты расположены довольно беспорядочно. Эти горизонты образовывались в основном в субаквальных условиях в результате подводной эрозии донных осадков — удаления тонкого глинистого материала и накопления содержащихся в нем компонентов (конкреции, раковины и др.). Появление конкреционных конгломератов связано с существенным усилением гидродинамики в условиях сравнительно небольших глубин. В нижней части баксанских слоев ($J_{1-2} t_2^3 - a$) эти горизонты особенно часты: например, в разрезе р. Тызыл они залегают через 1—2 м [5]. В ниже- и вышележащих отложениях они встречаются гораздо реже.

Другими весьма типичными для того же стратиграфического уровня образованиями являются оолитсодержащие железорудные горизонты. Мощность этих горизонтов от нескольких дециметров до первых метров, в некоторых разрезах встречаются четыре-пять относительно мощных пластов, разделенных слоями аргиллитов. Причем часто в смежных разрезах железорудные горизонты отсутствуют, т.е. их выклинивание происходит на расстоянии в несколько сотен метров — первые километры. Оолиты сложены преимущественно гётитом и гидрогётитом, шамозитовые разности редки, т.е. преобладает парагенез окисных минералов. Следует отметить, что многим железорудным пластам присуще брекчиевидное строение, в них встречаются включения конкреций, вымытых из глинистых осадков, многочисленные остатки раковин организмов.

Образование железорудных горизонтов Центрального Кавказа большинством исследователей связывается с поступлением в водоём железа из разрушавшихся кор выветривания Малкинского и других серпентинитовых массивов. Первоначально Fe обогащало осадки, территориально тяготевшие к массивам. В осадках формировались оолиты, очевидно, преимущественно железисто-силикатного состава. В дальнейшем произошел размыв этих осадков и переотложение оолитов в более удаленных от источников железа участках шельфа юрского водоема [5]. В процессе переотложения оолитов сформировался окисный парагенез минералов, который не является первичным. Наиболее вероятным представляется иам такой размыв осадков при понижении уровня моря в случае регрессии и вывода накопившихся отложений в зону активной гидродинамики и эродирующего действия волн.

Э. Хэллем и М. Брэдшоу [33], сопоставив приуроченность различных осадочных образований к трансгрессивным и регрессивным сериям, пришли к выводу о том, что оолитсодержащие железорудные горизонты можно рассматривать в качестве индикаторов регрессий. Наши наблюдения над распространением железорудных пластов в отложениях J_{1-2} Большого Кавказа вполне согласуются с этим предположением.

В более удаленных от берега частях водоема трудно ожидать появления много-

численных следов падения уровня моря. Однако и здесь обнаруживаются признаки некоторого изменения условий осадконакопления. Так, в отложениях континентального склона (Дигоро-Осетинская зона) в верхней части верхнего тоара и нижнем аалене появляются горизонты "конкреционных конгломератов", хотя и в существенно меньших количествах, чем на шельфе. Увеличивается также число пачек переслаивания алевритистых аргиллитов и песчаников по сравнению с более тонкими отложениями нижележащих горизонтов. Все это указывает на изменение (усиление) гидродинамики водоема, что обусловило поставку сюда более грубого осадочного материала.

Данные по строению разрезов отложений южного склона Большого Кавказа также свидетельствуют о существовании регрессивного этапа в развитии водоема. Г.А. Чихрадзе, изучавший ниже- и среднеюрские отложения южного склона, пришел к выводу, что если в начале тоара сохранялись примерно те же обстановки осадконакопления, которые были развиты в домере, то в дальнейшем началась регрессия моря, а условия седиментации соответственно усложнились [28]. Помимо повышения песчаности отложений в южной части полосы развития тоар-ааленских отложений в них отмечаются также внутрiformационные размыты, линзовидные прослои, состоящие из гальки местных пород (глинистых сланцев, карбонатных конкреций и др.), что указывает на их образование в довольно подвижных гидродинамических условиях.

Понижение уровня моря Г.А. Чихрадзе связывал со сжатием земной коры, вызвавшим в тоаре — аалене восходящие движения. Временной интервал проявления восходящих движений, очевидно, можно вполне уверенно сократить, поскольку для раннего тоара отмечается унаследованность осадконакопления от домера, а в позднем аалене уже имеются свидетельства углубления водоема и трансгрессии моря (по строению отложений в Сванетии и Горной Раче). Тем самым можно считать, что период понижения уровня водоема в южной части геосинклинального прогиба приходится на поздний тоар — ранний аален, т.е. примерно на тот же временной интервал, когда отмечено понижение уровня моря на Сев. Кавказе.

В более южных районах Закавказья тоар-ааленские отложения обнажаются на Дзирульском массиве, а также в ядрах некоторых антиклинальных поднятий. На Дзирульском массиве литологический состав отложений (биогенные красные известняки) и их недостаточная фаунистическая охарактеризованность не позволяют выделить интересующий нас интервал для анализа присущих ему признаков. Вместе с тем следует отметить, что на северной периферии массива распространена толща терригенных отложений, в верхней части которой наблюдается укрупнение материала. Это обстоятельство связывается с регрессией моря на этом участке [15]. И.Р. Кахадзе предполагал, что регрессия начала проявляться в раннем аалене.

Из других мест, где появляются отложения J_{1-2} , только в районе Локского массива они достаточно хорошо фаунистически охарактеризованы. Здесь в преимущественно глинисто-алевритовом разрезе верхнего плинсбах — аалена именно интервалу, соответствующему нижнему аалену, присуще заметное повышение содержания песчаного материала [17]. Нам представляется, что в этом районе такое увеличение в разрезе содержания относительно более грубого материала также может свидетельствовать в пользу понижения уровня моря в конце позднетоарского — раннеааленского времени.

Отражением тех же геологических событий на востоке Большого Кавказа, очевидно, можно считать стратиграфический перерыв, установленный Д.В. Дробышевым [7] и Э.Ш. Шихалибейли [29] в Курушском районе Азербайджана: здесь наблюдается выпадение из разреза J_{1-2} отложений, соответствующих части верхов тоара, и трансгрессивное налегание аалена на подстилающие породы. Кроме того, для территории Азербайджана В.Б. Агаев [1] отмечал, что одновременно с образованием карахской свиты на южном борту моря также накапливался грубозернистый, местами аркозовый, материал.

Как видим, практически на всей территории Кавказа, где в конце тоарского и начале ааленского веков понижение уровня моря могло бы в той или иной степени повлиять на состав отложений или на строение накопившихся толщ, можно обнаружить следы этого влияния. Таким образом, рассмотренные данные позволяют достаточно уверенно судить о существовании в это время сравнительно непродолжительного, но вполне отчетливо себя проявившего регрессивного этапа в развитии кавказских водоемов. То обстоятельство, что следы регрессии обнаруживаются в разных областях Кавказа, позволяет предполагать, что это явление было отражением гораздо более широко развитого процесса — эвстатического понижения уровня моря. И действительно, в смежных с Кавказом районах, например в Болгарии, с рубежом между тоаром и ааленом связан перерыв в осадконакоплении [27]; налегание среднеюрских отложений на тоарские с разрывом в большинстве мест в Крыму [23] также не противоречит этому предположению. Обобщение материалов по литологии и стратиграфии юрских отложений различных районов мира привело П.Р. Вейла и др. [34] и Э. Хэллеме [25, 31] к выводу о весьма широком распространении перерывов в осадконакоплении на границе тоара и аалена. Эти исследователи оценивают величину эвстатического падения уровня моря в несколько десятков метров.

С понижением уровня моря могли быть связаны некоторые явления, не имеющие на первый взгляд непосредственного отношения к эвстатическим колебаниям. Так, например, К.О. Ростовцев, рассматривая палеобиогеографические особенности ранне- и среднеюрских бассейнов Кавказа, отметил, что состав распространенной в них фауны аммонитов был в целом смешанным, т.е. здесь обитали формы, характерные как для Среднеевропейской провинции (Северо-Западная Европа), так и для Средиземноморской [21]. Однако в тоаре (и особенно в позднем тоаре и аалене) возрастает роль среднеевропейских элементов. Аммоноидеи среднеевропейских видов проникали на Северный Кавказ, а затем и южнее, по видимому, через Датско-Польский и Преддобруджинский прогибы [15, 26], минуя южные моря, т.е. связь с водоемами Южной Европы в это время заметно ухудшилась. Вероятными причинами, затруднившими эти связи, могли быть понижение уровня водоема и появление в мелководных периферийных областях Крымско-Кавказского бассейна системы островов, поднятий, обусловивших его частичную изоляцию от Средиземноморья.

Со временем конца тоара — начала аалена связана также необычная для юры температурная аномалия. Исследования Н.А. Ясаманова свидетельствуют о том, что на Северном Кавказе и в Северном Закавказье температуры, установленные по рострам белемнитов, в раннем тоаре оцениваются в 20–22 °С, но в позднем тоаре они уже понижились до 15–17 °С; в раннем аалене в Западном Закавказье температура составляла всего 7,2 °С, а на западе Северного Кавказа — 11,9–12,2 °С. В дальнейшем температура начала повышаться и в конце позднего аалена достигла 22,5 °С [30]. Тенденция к понижению температуры в конце тоара подтверждается палинологическими данными: содержание пыльцы таких теплолюбивых растений, как хейролепидиевые, в это время также резко падает [19]. На фиг. 3 показана кривая температурных изменений на Северном Кавказе в ранне- и среднеюрское время. Как видим, она достаточно близко совпадает с предполагаемым понижением уровня моря в позднем тоаре — раннем аалене. Н.А. Ясаманов [30] отмечал, что понижение температуры в раннем аалене произошло также и в некоторых более северных районах Евразии (Северная Сибирь, центральные районы европейской части СССР и др.). Температурный минимум на Кавказе, совпадающий по времени с регрессивным этапом моря, можно было бы связать с изменением гидрологического режима водоемов — появлением системы течений, обусловивших поступление сюда — сравнительно далеко на юг более прохладных вод Северо-Западной Европы по тем же путям, по которым шло проникновение среднеевропейских форм аммоноидей. К сожалению, в настоящее время нет достоверных данных о температуре водоемов Северо-Западной Европы: резуль-

таты некоторых исследователей (Р. Боуэн, П. Фритц), указывавших на достаточно высокую температуру этих бассейнов, подверглись вполне убедительной, на наш взгляд, критике [13] и являются завышенными. Но даже если предложенное объяснение понижения температур воды на Кавказе не будет подтверждено в таком виде, совпадение во времени этого явления с регрессивным эпизодом вряд ли было случайным, и они находятся в определенной причинно-следственной взаимосвязи, выявить которую позволят дальнейшие исследования.



Фиг. 3. Кривая палеотемператур для ранне- и среднеюрского времени на Северном Кавказе [19]

В лейасе понижение уровня моря происходило в начале раннего тоара [3, 4, 12]. В это время в некоторых районах Северного Кавказа отмечается перерыв в осадконакоплении в юрской толще. Так, в разрезах Восточно-Балкарской СФЗ отсутствуют отложения, соответствующие аммонитовой зоне *Dactiloceras tenuicostatum*, а также части зоны *Harpoceras falciferum*. Сходная картина наблюдается и в западной части Архыз-Гузерицкой СФЗ. В Восточно-Балкарской СФЗ, которая в предшествующее этому эпизоду время характеризовалась прибрежным осадконакоплением, понижение уровня моря привело к его отступлению к югу и прекращению здесь седиментации. В западной части бассейна область отсутствия отложений этого возраста приближена к району Тырнгуз-Пшекишской шовной зоны, но к северу и югу от нее осадконакопление продолжалось. Перерыв в накоплении отложений связан, видимо, с тем, что шовная зона в водоеме была выражена системой относительных поднятий, с чем, в частности, связано образование местами линз мелководных органогенных известняков. Понижение уровня моря вывело на поверхность участки относительных поднятий, что и привело к прекращению осадконакопления.

В более мористых частях водоема в это время происходило накопление глинистых отложений галиатской свиты. Ряд черт, присущих этим отложениям, заметно отличает их от залегающих выше также глинистых толщ. В галиатских отложениях встречаются пачки аргиллитов, содержащие конкреции прихотливой формы, образовавшиеся в биотурбированном осадке вдоль ходов илоедов. Отмечен слой (1–1,5 м) серых аргиллитов, пронизанный многочисленными заполненными гипсом трещинками, содержащий известняковые линзы (0,5 × 1,5–2 м) биогермного облика. Образование этого слоя связано с быстрым обмелением водоема и выведением глинистых илов на дневную поверхность, что повлекло за собой обезвоживание осадка, его растрескивание, окисление богатыми кислородом метеорными водами диагенетических сульфидов и возникновение гипса. В галиатской толще встречается карбонатизированный пласт (до 1 м), содержащий железистые оолиты [8], что также свидетельствует, как отмечалось выше, о мелководных и нестабильных условиях осадконакопления. Такой характер седиментации галиатской толщи — отражение того же явления — понижения уровня моря в начале раннего тоара.

В других районах Большого Кавказа прямые наблюдения следов перерывов осадконакопления нам пока не известны. Вместе с тем следует отметить следующее обстоятельство. В разрезах Дагестана датируемая нижним тоаром ратлубская свита [6] выделяется в разрезе тем, что в ее составе (главным образом в нижней части толщ), содержатся линзы и маломощные прослои конгломератов, в то время как в выше- и нижележащих отложениях их нет. Появление конгломератов, видимо, связано также с отступлением моря и усилением денудации пород Северо-Восточной суши.

Еще одним этапом некоторого понижения уровня водоема в лейасе можно,

очевидно, считать конец раннего плинсбаха. В это время заканчивалось накопление отложений сванетского горизонта, в верхней части которого встречаются линзы известняков или мраморов. Местами самые верхние слои сванетского горизонта представляют собой пакки конденсации, содержащие аммониты всего нижнего плинсбаха и даже верхнего синемюра [18], т.е. происходил по крайней мере локальный размыв накопившихся ранее отложений. К сожалению, в настоящее время отсутствуют надежные геологические и литологические данные, позволившие бы выделить регрессивные эпизоды в синемюрский этап развития бассейна, хотя, судя по строению осадочных толщ других регионов, в это время также существовали периоды эвстатических понижений уровня моря [31, 32].

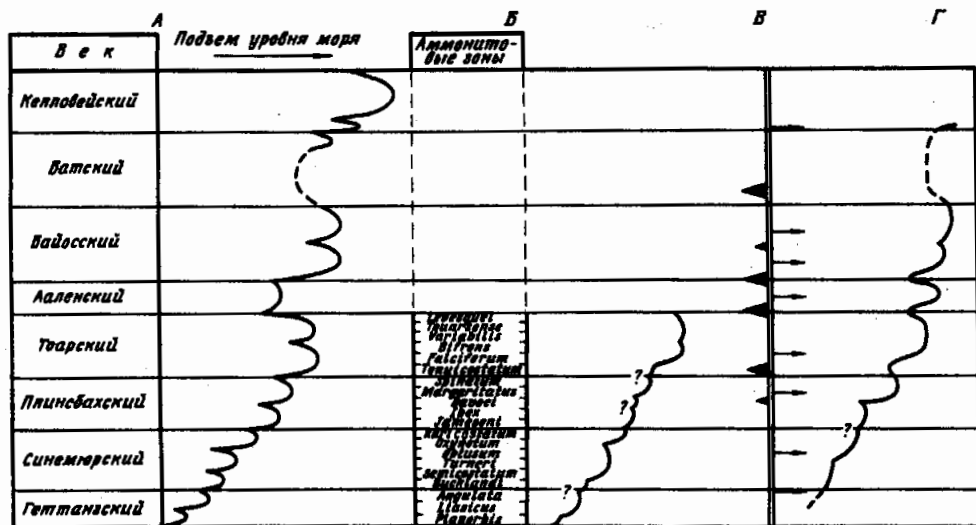
В среднеюрское время известен регрессивный этап в развитии водоема в самом конце аалена — начале байоса (зона *sowerbyi* [3, 10 и др.]): перерывы в осадконакоплении фиксируются на Северном Кавказе практически повсеместно, за исключением, как уже отмечалось, некоторых районов горного Дагестана. Байосские отложения залегают на подстилающих толщах с размывом и местами с угловым несогласием [3, 9]. Однако в отличие от позднетоярского — раннеааленского регрессивного эпизода регрессия на рубеже аалена и байоса не вызвала сколько-нибудь значительного перераспределения осадочного материала. Это связано с тем, что позднеааленская трансгрессия обусловила миграцию речных дельт (и прежде всего дельты в северо-восточной части водоема) далеко на север (на сотни километров) и осадконакопление в это время происходило на обширных площадях Скифской плиты. В результате осадочный материал не был сконцентрирован у края шельфа, а соответственно понижение уровня моря не привело к его размыву и переотложению в более мористых частях водоема, т.е. перераспределение осадочного материала осуществлялось, по-видимому, только в тех случаях, когда положение той или иной дельты обуславливало накопление значительных масс осадков на сравнительно узкой, приближенной к краю части шельфа, а не приводило к его рассеиванию на большой площади широкого шельфа.

В дальнейшем в байосское время выделяется еще один эпизод понижения уровня моря, причем, видимо, не очень значительного, который приурочен к границе между ранним и поздним байосом (кумухский и цудахарский горизонты). Он фиксируется по местным перерывам, которые отмечаются как на востоке региона, так и на Западном Кавказе [3, 9, 10].

Более молодые, чем раннебатские, морские отложения на Северном Кавказе не известны. Судя по встречающимся в некоторых местах континентальным отложениям, море в это время отступило далеко на юг. Только в келловее началась новая обширная трансгрессия, ознаменовавшая начало нового этапа в развитии Кавказа.

Таким образом, в истории Кавказского бассейна можно выделить несколько эпизодов отступления моря, связанного, по-видимому, с понижением уровня водоема: в конце раннего плинсбаха, начале раннего тоара, в конце позднего тоара — начале аалена, в самом конце позднего аалена — начале раннего байоса, на границе раннего и позднего байоса, на протяжении большей части бата. На фиг. 4 показаны рассмотренные выше эпизоды трансгрессий и регрессий. На этой же фигуре приведены кривые эвстатических колебаний для ранней и средней юры, построенные Э. Хэллемом [31, 32], из которых видно, что имеется ряд практически точных совпадений как времени понижения уровня моря, так и моментов начала трансгрессий. Э. Хэллем строил кривые эвстатических колебаний на основе данных по геологии Западной Европы, подтверждая ее материалами и для других районов мира, т.е. она достаточно объективно отражает развитие эвстатии в юрскую эпоху. То обстоятельство, что рассмотренные выше этапы понижения уровня моря и трансгрессий на Кавказе в ряде случаев соответствуют таковым на кривой эвстатических колебаний, может служить подтверждением реальности флуктуаций уровня Кавказского водоема.

Наиболее близким по расположению к Кавказу районом, где в этом же аспекте



Фиг. 4. Кривые эвстатических колебаний для юрских водоемов мира, а также трансгрессивных и регрессивных эпизодов для Северного Кавказа
 А – по данным [25, 31], Б – по данным [32], В – трансгрессивные (стрелки) и регрессивные (треугольнички) эпизоды для Северного Кавказа, Г – кривая изменения положения уровня моря на Северном Кавказе (показана вне масштаба)

рассматривались юрские отложения, является Болгария. Здесь выявлено несколько перерывов в осадконакоплении и некоторые из них приходятся на раннюю и среднюю юру. И. Загорчев связывает эти перерывы с эвстатическими колебаниями уровня моря [35]. Одним из четко фиксируемых перерывов является рубеж между поздним тоаром и ранним ааленом, трактуемый Г. Чаталовым [27] как результат значительного понижения уровня моря. И. Начев [14] отмечал такие же эпизоды прекращения седиментации в предбайосское, предверхнебайосское и предкелловейское время. Все они, как показано выше, устанавливаются и для Кавказского бассейна.

Как уже отмечалось, положение береговой линии и со временем ее перемещение зависят от таких факторов, как: 1) прогибание ложа бассейна осадконакопления; 2) эвстатические колебания уровня моря; 3) заполнение прогиба (в ряде случаев компенсационное) или отдельных его участков осадочным материалом.

Однозначно оценить "вклад" каждого фактора в развитие бассейна седиментации трудно. Вместе с тем прогибание ложа водоема следует, видимо, рассматривать как главную причину накопления многокилометровой толщи осадков в центральной его части, что одновременно определяло общую трансгрессивную направленность в развитии Кавказского бассейна. При этом следует также отметить, что, по данным Э. Хэллема [25, 31], от геттанга к байосу в целом происходило повышение уровня моря более чем на 100 м, которое, конечно, внесло свою лепту в развитие трансгрессии.

Эвстатические колебания уровня моря достаточно эффективно проявляли себя прежде всего как причина регрессивных эпизодов в жизни водоема и влияли в основном на осадконакопление в периферийной части бассейна, в то время как в относительно углубленных частях это влияние было незначительным, либо не сказывалось вовсе.

Собственно осадочный процесс в Кавказском бассейне, обуславливая накопление мощных толщ и тем самым уменьшая глубину водоема, приводил к тому, что относительно небольшие по величине падения уровня моря (на несколько десятков метров) вызывали местами прекращение седиментации и иногда появление перерывов. Так, например, было в областях шельфового осадконакоп-

ления в домерское время в Дигоро-Осетинской СФЗ и в конце тоара в пределах Лабино-Малкинской СФЗ: в обоих случаях накопление осадочного материала обусловило одинаковую литологическую последовательность напластования — от глинисто-алевритовых к песчаным осадкам. В результате глубина водоема в этих зонах уменьшилась и эвстатическое понижение уровня моря зафиксировалось в появлении брекчневидных и конденсированных пластов окисленных железняков или горизонтов со следами субаэрального выветривания. Там, где это было подготовлено предшествующими процессами (например, в зоне дельт), понижение уровня моря привело к переработке накопившихся ранее в прибрежных зонах толщ осадочного материала и перемещению его в глубь водоема.

Таким образом, можно считать, что трансгрессивное развитие ранне- и среднеюрского водоема было обусловлено в основном тектоническими причинами (прогибание ложа) и длительным в целом эвстатическим повышением уровня моря. Регрессивные эпизоды были, очевидно, вызваны прежде всего относительно непродолжительными эвстатическими понижениями уровня водоема. Другим процессом, уменьшавшим глубину водоема и тем самым способствовавшим быстрому отступлению береговой линии даже при сравнительно небольших колебаниях уровня моря, было осадконакопление, темпы которого в геосинклинальном прогибе Большого Кавказа были весьма значительны. Локальные тектонические движения не изменяли общей направленности развития бассейна седиментации, но заметно ее осложняли, увеличивая пестроту строения осадочной толщ.

Литература

1. Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Баку: ГИН Азерб. ССР, 1979. 45 с.
2. Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности // Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 107–254.
3. Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 178 с.
4. Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа // Материалы по геологии газонесных районов СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 109–191.
5. Гаврилов Ю.О., Лубченко И.Ю. К геохимии ниже- и среднеюрских отложений Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 89–110.
6. Гушин А.И. Закономерности геологического развития Северо-Восточного Кавказа в ранне- и среднеюрское время: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1986. 16 с.
7. Дробышев Д.В. От Самура до Главного хребта и зона Шахдага // Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, Сер. А. 1939. Вып. III. 43 с.
8. Казакова В.П. К стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений бассейна р. Айгамуга-дон (Горная Осетия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 8. С. 60–65.
9. Казакова В.П. К вопросу о верхнебайосской трансгрессии на Северном Кавказе // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964. С. 93–96.
10. Казакова В.П. О характере залегания и возрасте пачки криноидных известняков и известняков с железистыми оолитами в бассейне р. Кубань (Северный Кавказ) // Вести. МГУ. 1975. № 1. С. 34–40.
11. Казакова В.П. Тоарские хильдоцератиды (аммоноидеи) из джигнатской свиты между-речья Большой Зеленчук – Кубань (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 86–102.
12. Леонов Ю.Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа // Геотектоника. 1969. № 6. С. 31–38.
13. Найдин Д.П., Тейс Р.В. К вопросу об изотопном составе кислорода юрских (тоар – аален) морей Евразии // Геохимия. 1976. № 12. С. 1857–1868.
14. Начев И. Литология на хетанж-кимериджские седименты в Крайштейне // Изв. Геол. ин-та, Сер. Стратиграфия и литология. 1969. № 18. С. 127–159.
15. Нуцубидзе К.Ш. Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 212 с.
16. Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154–207.
17. Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 153–163.
18. Панов Д.И., Гушин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого

- Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
19. Петросьянц М.А., Ясаманов Н.А. Климатические условия юрского периода Кавказа и Западной Европы по данным палеотермометрии и содержанию пылицы хейролепидиевых // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1983. № 2. С. 126–130.
 20. Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л. 1984. 47 с.
 21. Ростоацев К.О. Палеобиогеография Кавказских бассейнов в ранней и средней юре // Вопросы палеобиогеографии. Уфа, 1978. С. 97–102.
 22. Ростоацев К.О., Никанорова Л.А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1970. № 5. С. 3–19.
 23. Снегирева О.В. Юрская система. Средний отдел // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. VIII. С. 99–114.
 24. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
 25. Хэллеп Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.
 26. Цагарели А.Л., Эристави М.С., Нуцубидзе К.Ш. и др. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 12. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 130–137.
 27. Чаталов Г. Литология нижнеюрских пород Страиджанской области Болгарии // *Geologica Balcanica*. 1987. 17.4. Sofia, August 1987. P. 41–64.
 28. Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
 29. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.
 30. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
 31. Hallam A. Eustatic cycles in the Jurassic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1978. V. 23. № 1. P. 1–32.
 32. Hallam A. A revised sea-level curve for the early Jurassic // *J. Geol. Soc.* 1981. V. 138. Pt 6. P. 735–743.
 33. Hallam A., Bradshaw M.J. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // *J. Geol. Soc.* 1979. V. 136. Pt 2. P. 157–164.
 34. Vail P.R., Mitchum R.M., Thomson S., Todd R.G. et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level // *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1977. V. 26. P. 49–212.
 35. Zagorčev I. Jurassic paleogeography of a part of South-West Bulgaria in the light of new stratigraphic data // *Geologica Balcanica*. 1986. V. 16. № 5. P. 3–20.

Геологический институт АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
11. VII 1988