

Формации осадочных бассейнов



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

Формации осадочных бассейнов

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР П. П. ТИМОФЕЕВ,
доктор геолого-минералогических наук Ю. К. БУРЛИН



МОСКВА «НАУКА»
1986



4700

Материалы книги охватывают широкий круг проблем, связанных с изучением формаций различных осадочных бассейнов. Значительное внимание уделено основным типам осадочных формаций и условиям их образования, нефтегазоносности формаций, выполняющих осадочные бассейны, и их роли в формировании залежей нефти и газа, формациям бассейнов континентальных окраин и общетеоретическим вопросам.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П. П. ТИМОФЕЕВ,
Ю. К. БУРЛИН, И. А. НАЗАРЕВИЧ

Рецензенты:

Б. К. Прошляков, Н. П. Фадеева

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

УДК 551.263

П. П. Тимофеев

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Учение об осадочных геологических формациях в его различных аспектах (тектоническом, седиментологическом, стратиграфическом) зародилось более 40 лет назад и на протяжении длительного времени носило преимущественно эмпирический характер. Каждый исследователь в зависимости от своей специализации обращал внимание на те стороны осадочных образований, которые представляли для него интерес и соответствовали цели его исследования. Этот односторонний и в значительной мере эмпирический подход (для тех времен он был вполне оправдан) не мог тогда, а тем более не может в настоящее время являться тем научным методом, который позволил бы проникнуть в существо геологических явлений и процессов и способствовал познанию их причинности, эволюции типов осадочного процесса, становления бассейнов осадконакопления и их трансформации в бассейны породообразования. Важной целью всегда оставалось выяснение связанных с этими процессами образования и размещения кларковых и рудных концентраций химических элементов.

Становление учения об осадочных геологических формациях как единого научного направления началось совсем недавно. Это стало возможным в силу ряда объективных причин. Прежде всего был накоплен огромный и разнообразный фактический материал не только по континентальным, но и по океанским блокам Земли. Этот материал требовал более глубокой его проработки с применением современных общегеологических и специальных физических и химических методов познания генезиса осадочных образований, иначе говоря, выяснения условий накопления осадков. Для многих совершенно очевидно, что только через познание генезиса осадков можно понять те первопричины, которые во многом определяют последующие процессы.

Решающим фактором становления учения об осадочных породах явился не формальный, а комплексный подход к анализу и синтезу фактического материала, что позволило не только выявить причины и их взаимосвязь, но и раскрыть существо процессов седименто- и литогенеза во всем объеме этих понятий. Переосмысление многих фактов привело в ряде случаев к появлению принципиально новых построений и формированию более совершенных с научной точки зрения представлений о строении и развитии отдельных регионов Земли. Отсюда появилась возможность решения более общих, глобальных проблем эволюции континентальных и океанских блоков Земли.

Вполне понятно, что такое решение геологических проблем не может основываться на частных, изолированных, не взаимосвязанных и взаимообуслов-

ленных процессах, протекающих в земной коре. Для этого необходимо познать строение и генетическую предопределенность комплексов осадочных образований, занимающих определенное, только для них характерное место в структуре земной коры. Такими генетически обусловленными комплексами, имеющими трехмерное измерение, являются осадочные геологические формации.

Одной из основополагающих и первостепенных проблем в познании осадочных геологических формаций и вообще осадочных образований следует считать выявление условий их возникновения, т. е. установление их генезиса, понимая под этим рождение, возникновение осадков в седиментационных бассейнах, которое отвечает стадии седиментогенеза. Для полной ясности отметим, что в последующую стадию, стадию литогенеза, происходит превращение осадков в породы и дальнейшее преобразование, включая региональный метаморфизм, т. е. апогенезис (после генезиса).

В процессе литогенеза (в широком смысле слова) происходит формирование бассейнов породообразования. Эти следующие один за другим процессы (генезис и апогенезис) объединяются понятием «происхождение осадочных образований» (см. таблицу). Не останавливаясь на методике комплексного детального литолого-фациального и палеогеографического анализа, которая подробно освещена во многих трудах автора, подчеркнем, что расшифровка генезиса отложений должна базироваться на всестороннем подходе к изучаемым объектам, когда рассматриваются все факторы, его обуславливающие.

Осадки накапливаются в бассейнах, которые приурочены к определенным структурным элементам земной коры (к одной крупной, или к нескольким более мелким структурам, или к частям крупных структур). Поэтому необходимо, изучая генезис, выяснить размещение различных фациальных типов осадков в бассейне седиментации. Здесь выделяются как прибрежные осадки, в составе которых большая роль принадлежит материалу, сносимому с прилегающего континента, так и удаленные, глубоководные (морские или океанические), в которых поступающий с суши материал не является определяющим, а в ряде случаев значение его и вовсе ничтожно. Многие вещества, как, например, органические, заносятся в эти водоемы в небольшом количестве, а в абиссальные районы океанов вообще не поступают.

Таким образом, в основе формационного анализа должно лежать установление генезиса отложений и комплексов фациальных типов осадков, приуроченных к той или иной палеотектонической структуре.

Если проанализировать существующую литературу по этому вопросу, то можно убедиться, что некоторые исследователи примерно в таком аспекте и ставили эти вопросы. Так, А. В. Пейве в 1948 г. определял геологическую формацию как комплекс пород, возникших в сходных физико-географических и тектонических условиях. В этом определении уже заложены некоторые элементы генетического подхода к изучению и выделению формаций. Правда, вопросы генезиса практически декларировались и рассматривались в самом общем виде.

Ю. А. Жемчужников, один из крупнейших литологов-угольщиков, считал, что познание природных процессов, протекающих при накоплении осадков, может быть осуществлено только в результате комплексного их изучения, при котором формационный анализ должен быть продолжением фациального анализа с учетом конкретных палеотектонических особенностей строения

Схема осадочного процесса

Происхождение осадочных образований	Процесс		Стадия	Бассейн
Генезис*	Физическое и биохимическое наземное и подводное выветривание (гипергенез, гальмиролиз, эдафогенез и т.п.)		Седиментогенез (осадкообразование)	Осадкообразования
	Дезинтеграция	Новообразование минералов и их ассоциаций		
	Мобилизация вещества (наземная и подводная: водная, ветровая, ледовая, биогенная, гидротермальная, вулканогенная)			
	Транспортировка и дифференциация вещества (к промежуточным и конечным водоемам стока)			
	Кинетогенез (изменение вещества в процессе транспортировки)			
	Седиментация (накопление осадков терриген- биогенная хемогенная			
Апогенез**	Диагенез		Литогенез (породообразование)	Породообразования
	Катагенез			
	Метагенез			
	Метаморфизм (региональный)			

* Рождение осадков.

** Превращение осадков в породы и их последующее преобразование.

и развития тех или иных структурных элементов земной коры. Обратите внимание — палеотектонических особенностей строения, т. е. формация здесь рассматривается как возникающая уже на стадии седиментогенеза, без учета всех последующих изменений.

Несколько позже другой наш крупнейший ученый, литолог-геохимик Н. М. Страхов, писал, что формационный анализ должен являться продолжением и углублением обычного фациального анализа, его, так сказать, высшей ступенью, соответственно более трудной задачей, перед ним поставленной, — выявлением естественных сообществ пород. Ради справедливости следует сказать, что Н. М. Страхов в значительной мере умалял значение тектонического фактора и палеоструктурного анализа. Поэтому он мог объединять в одну формацию однородные осадки, принадлежащие к разным структурным этапам.

Весь существующий опыт разработки методики формационного анализа, попыток выделения формаций и рассмотрения основных причин, обуславливающих их возникновение, в настоящее время позволяет говорить о четырех

главных факторах, которые определяют механизм образования и облик осадочных формаций. Это палеогеотектоника (палеоструктура и ее геотектонический режим), палеогеография (фации, ландшафты), палеоклимат (гумидный, аридный и др.) и вещество (минеральное, органическое и вулканическое), поступающее в бассейн седиментации.

По нашему мнению, фактором, определяющим размер формаций, является тип палеоструктуры, а строение, типы разрезов и объем формации обусловлены геотектоническим режимом. Генезис слагающих осадков зависит от сочетания различных типов ландшафта и их эволюции. В настоящее время довольно прочно утвердилось положение Н. С. Шатского о тесной связи формаций с развитием крупных тектонических структур. Тектонические причины определяют как размеры, мощность, так и основные черты внутреннего строения формаций. В первоначальном виде пространственные контуры формаций нередко совпадают с границами структур, однако в зависимости от характера развития того или иного региона может происходить изменение тектонического плана и наложение последующих формаций на незаконченное образование предыдущих. Формации являются образованиями полифациальными; каждая из них характеризуется направленной сменой ландшафтов, а следовательно, и осадков во времени и в пространстве. Климат определяет тип седиментогенеза — гумидный, аридный, вулканогенный, ледовый. От вещества же зависит геохимический облик формаций. Оно в избирательном виде часто бывает столь типичным для той или иной формации, что в результате входит в их название — угленосная, бокситоносная, железорудная (железоносная) и др.

Сложнее дело обстоит с так называемыми нефтегазоносными формациями. Нефтегазовые месторождения не всегда совпадают с теми зонами распространения осадков, где происходила генерация углеводородов. Можно ли здесь осадки (коллекторы) и структуры, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения, называть формациями? Если строго придерживаться вышеизложенных принципов, то эти комплексы, содержащие нефть и газ, нельзя называть формациями. Мне представляется, что по отношению к ним правомерно употреблять только термины «месторождение» и «бассейн», поскольку очень часто, если не всегда, фациальные зоны накопления органического вещества (ОВ) практически не совпадают с зонами формирования месторождений нефти и газа. Процесс нефтегазообразования и формирования месторождений — двустадийный процесс. Накопление ОВ отвечает стадии седиментогенеза и бассейнам осадкообразования, а формирование месторождения связано со стадией литогенеза и бассейнами пороодообразования.

Ранее мы говорили, что формационный анализ должен быть продолжением детального фациального анализа. Следовательно, формационному анализу должно предшествовать комплексное детальное литолого-фациальное и палеогеографическое изучение осадков, которое позволяет восстановить их генезис. Это является основой для выяснения более общих связей между генетическими и фациальными типами осадков, циклами и обстановками, различными палеоструктурными элементами земной коры, геотектоническим режимом образования осадков, соотношением последних в разрезе и на площади, периодичностью осадконакопления и т. п., что в конечном итоге позволяет подойти к выделению формаций. Отсюда весьма важный вывод — формация является не начальным, а конечным результатом и целью исследования.

Таким образом, конседиментационный геотектонический режим, палеогеография, климат и вещество составляют существо и облик геологического тела, а палеоструктура ограничивает его размеры, форму и положение в общем структурном плане земной коры. Исходя из всего изложенного выше, под формацией следует понимать естественный, парагенетически связанный местом и условиями образования крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченных к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития.

При таком подходе осадочные формации выступают как крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающие причинные связи не только своего внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными формациями.

Формации — это геологические тела, кирпичики, из которых складывается осадочная оболочка Земли. Они приурочены к определенным палеотектоническим структурам и характеризуют последовательно сменявшиеся этапы в их геологическом развитии, т. е. отражают эволюцию типов осадочного процесса и бассейнов осадко- и породообразования в истории Земли. Формации — это генетически обусловленные тела.

Помимо общегеологических проблем изучения осадочных формаций, о чем говорилось выше, перед нами стоит проблема дальнейшей разработки детальной комплексной методики формационного анализа осадочных образований. Это дело не простое, оно требует обширных знаний в области ряда разделов геологических наук, прежде всего в области фундаментальных разделов геологии — литологии, тектоники, стратиграфии, на базе которых с учетом достижений смежных дисциплин может быть разработана такая методика. Мы прилагаем усилия. Были проведены симпозиумы (в 1984 г. в Ташкенте и в 1985 г. в Тбилиси), включавшие геологические экскурсии, целью которых стало отыскание общих точек во взглядах геологов, которые занимаются осадочными формациями или проявляют к ним интерес. Планируется созыв Всесоюзного литологического совещания, посвященного специально осадочным геологическим формациям. На этом совещании будут заслушаны доклады, которые должны осветить существо учения о формациях. Это прежде всего вопросы детального комплексного литолого-фациального изучения и палеогеографического анализа осадочных образований; собственно формационного анализа — изучения строения, состава, выделения и происхождения формаций; сравнительного анализа осадочных формаций континентальных и океанских блоков и их эволюции в земной коре. Эта программа должна быть положена в основу научных исследований, и к ней должно быть привлечено как можно больше геологов, занимающихся разработкой фундаментальных проблем геологии.

Все, о чем говорилось выше, относится к проблеме разработки самого учения об осадочных геологических формациях. Однако формации, формационный анализ, сравнительный анализ формаций — это еще не конечная цель исследования, а лишь в значительной степени средство для решения многих частных и особенно общих, глобальных проблем геологии нашей планеты.

Дальнейшее развитие учения об осадочных формациях связано с развитием фундаментальных разделов геологии — литологии, тектоники, стратиграфии. Понятно, что в данной статье речь идет прежде всего о развитии

литологии, хотя, касаясь глобальных проблем, мы должны хорошо знать существо смежных фундаментальных разделов геологии.

В настоящее время, базируясь на учении об осадочных геологических формациях (и дальше его развивая), необходимо расширять исследования, в основе которых находится сравнительный анализ глобальных процессов, протекавших в прошлом и происходящих в современную эпоху как на континентах в осадках и породах, так и в морях и океанах. Корреляция геологических явлений прошлого и настоящего, т. е. рассмотрение их эволюции в истории Земли, должна в конечном итоге привести к построению всеобъемлющей теории седиментогенеза и литогенеза, иначе говоря, теории осадочного процесса, вскрывающей как внутренние причинно-следственные связи всех сторон и форм проявления этого сложного комплекса явлений, так и закономерности их исторического развития во взаимозависимости с тектогенезом, магматизмом и эволюцией биосферы и палеогеографической обстановки земной коры в целом.

В настоящее время весьма важное значение приобретает постановка комплексных детальных исследований, при которых должны учитываться все возможные факторы, влияющие на становление осадочного процесса.

Здесь можно выделить два четко различимых аспекта.

1. Сравнительное изучение на фашиально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций отдельно осадочного чехла земной коры континентальных блоков и океанов как показателей этапов геологической истории областей их накопления. При этом самостоятельное значение приобретает не только характеристика формаций в целом, но и раздельное сравнительное изучение генетических и фашиальных типов отложений, которыми они сложены и которые свидетельствуют об изменяющейся во времени и в пространстве динамике осадочной и вулканогенной аккумуляции.

2. Сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования в различных обстановках континентов и океанов в целях выявления минералогических особенностей и геохимических закономерностей, присущих разным стадиям их развития.

Этот анализ, являясь необходимой предпосылкой углубленного изучения формаций, в то же время представляет собой задачу, имеющую принципиальное значение для построения общей теории седименто- и литогенеза и решения вопросов корреляции геологических явлений.

Эти исследования охватывают широкий круг проблем, которые составляют по существу новый, более высокий уровень организации литологических и геохимических исследований. К их числу нужно отнести следующие:

1) специфические черты седиментационных бассейнов разных периодов развития Земли: а) современного, б) мезозойско-кайнозойского, в) палеозойского, г) позднедокембрийского, д) ранних этапов (архей — средний докембрий);

2) корреляция седиментационных бассейнов различных структурно-тектонических и климатических зон;

3) общая схема эволюции седиментационных бассейнов в истории планеты;

4) эволюция питающих провинций в истории Земли как фактор необратимого развития осадочного породообразования;

5) глобальная корреляция типов вторичных преобразований в различных тектонических и климатических областях;

6) глобальная корреляция геологических формаций во времени и в пространстве;

7) роль экзогенных и эндогенных факторов в эпохи осадочного рудообразования;

8) глобальная корреляция геологических процессов (седиментогенеза, литогенеза) в различных областях Земли: а) на континентах, б) в океанах, в) между континентами и океанами;

9) эволюция типов осадочного процесса (т. е. осадочных формаций) и бассейнов осадко- и породообразования в истории Земли.

Таковы общие проблемы и задачи, стоящие перед геологами вообще и литологами в частности в изучении осадочных образований, которые возникают в седиментационных бассейнах и далее превращаются в породы в бассейнах породообразования, где на разных стадиях осадочного процесса возникают различные типы полезных ископаемых.

УДК 552.5+552.578.061.32

В. В. Семенович

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ— ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ

В формировании нефтегазоносности бассейна участвуют два взаимосвязанных процесса: тектогенез, т. е. формирование структуры бассейна, региональных и локальных тектонических форм, и литогенез, т. е. накопление совокупностей пород, заполняющих бассейн в процессе его прогибания. Совокупность заполняющих бассейн пород состоит из формаций.

Формацией В. Е. Хаин назвал закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных элементов земной коры. Исходя из этого определения, под нефтегазоносной формацией можно понимать совокупность генетических типов осадочных пород, связанных единством условий образования и, следовательно, накопления органического вещества (ОВ), его превращения в нефть и газ, а также единством условий формирования залежей, т. е. накопления нефти и газа в ловушках, и закономерностей размещения залежей и месторождений.

Формация как совокупность фаций (генетических типов осадочных пород), генерирующих углеводороды (УВ), является основным объектом при поисках и разведке нефти и газа и, следовательно, должна быть одним из основных объектов исследований, составляющих теоретическую основу геологии нефти и газа. На изучении формаций в определяющей мере базируются нефтегазогеологическое районирование, качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности, выбор направлений поисков, методика разведки и разработки месторождений. Формационный анализ важен и для понимания общих законов развития осадочных бассейнов.

Последние десятилетия, характеризуемые коренным изменением изучен-

ности нефтегазоносности страны, определили новый уровень значения нефтегазоносных формаций в изучении бассейнов и в понимании условий формирования и размещения углеводородных систем. В довоенные годы разрез изучался главным образом в плане региональной геологии, наличия и размещения коллекторов, покрышек и положения продуктивных горизонтов. В настоящее время благодаря работам многих геологов, прежде всего Д. В. Наливкина, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, Л. В. Пустовалова, Н. Б. Вассоевича, А. В. Сидоренко, П. П. Тимофеева, Г. Ф. Крашенинникова, Н. П. Хераскова, Л. Б. Рухина, В. Е. Хаина, В. И. Попова и др., на базе исследования обширного материала по всей территории страны и по всему стратиграфическому диапазону от рифея до современных отложений сформировано учение об осадочных формациях, их составе, условиях накопления, преобразования в литогенезе, свойствах и закономерностях изменения в разных геологических условиях. Создание нового направления в изучении осадочных пород — нефтегазовой литологии в ее современном виде явилось ответом на требования практики геологоразведочных работ, прежде всего поисков и разведки нефти и газа.

В нефтегазоносных бассейнах изучение формаций направлено на выявление:

1) условий накопления отложений с точки зрения закономерностей формирования их состава, а также образования ловушек разных типов;

2) нефтегазогенерационных свойств пород, факторов и условий первичной миграции;

3) времени, условий и процессов миграции в литолого-историческом плане;

4) условий формирования емкостно-фильтрационных свойств пород как фактора, определяющего размещение нефти и газа и условия их разработки;

5) эволюции емкостно-фильтрационных и экранирующих свойств пород в ката- и метагенезе в плане возможного формирования и размещения залежей;

6) геохимии и минерагенеза пород, их значения в онтогенезе нефти и газа;

7) геохимических и минералогических критериев нефтегазоносных комплексов.

По мере расширения теоретических основ геологии нефти и газа изучение нефтегазоносных формаций приобретает все большее значение, прежде всего для прогнозирования и выбора направлений поисков, а также для решения других актуальных проблем. Особенно важно изучение основных типов формаций глинисто-терригенного, карбонатного и галогенного состава.

Рассмотрим это на некоторых примерах.

Среди глинисто-терригенных формаций важное место занимает нижне-среднеюрский комплекс Западной Сибири (тюменская свита) и его аналоги на Туранской плите — в Восточной Туркмении и Западном Узбекистане. Это аллювиально-озерные отложения, отличающиеся резкой литологической изменчивостью, которая обуславливает изменчивость емкостно-фильтрационных параметров. В нижних частях разреза локально выделяются высокые коллекторы (шеркалинская пачка Западной Сибири). Детальный фациальный анализ этой части формаций может облегчить поиски и картирование таких образований. Поскольку тюменская свита отличается сложными коллекторскими свойствами, важно всесторонне изучить минеральный состав коллекторов, в частности их пелитовой части, для создания

эффективных методов вскрытия, освоения и разработки продуктивных горизонтов. Тюменская свита регионально нефтеносна, поэтому необходимо объяснить процессы генерации нефти и формирования ее залежей в разных районах и частях разреза.

Изучение таких комплексов важно не только для конкретных районов, но и для выявления общих закономерностей нефтегазоносности континентальных толщ, поскольку к таковому относится триас северных районов Тимано-Печорского бассейна и пермо-триас Прикаспийского бассейна, перспективы которых должны быть оценены в ближайшие годы.

Терригенные формации давно изучаются в Южно-Каспийской впадине (продуктивная красноцветная толща среднего плиоцена), где они заключают многочисленные и разнообразные по форме, генезису и фазовому состоянию скопления УВ. Несмотря на длительное и всестороннее изучение, здесь еще много неясного. Особенно интересны вопросы генерационных возможностей этого комплекса, источников нефти и газа, роли вертикальной и горизонтальной миграции флюидов, особенностей возникновения и разгрузки аномально высоких давлений, являющихся характерным свойством этого комплекса. Именно здесь, в старом, тщательно и всесторонне изучавшемся регионе, могут быть исследованы многие острые проблемы. То же касается неогеновой формации Дальнего Востока и северо-востока страны (Сахалин, Анадырский бассейн), где в последние годы получены принципиально новые данные о нефтегазоносности.

Многочисленные месторождения восточной окраины Русской платформы связаны с карбонатными формациями девона, карбона и нижней перми. Этот тип формаций представлен и в верхней юре западных районов Средней Азии. Особенный интерес представляют здесь рифогенные формации. Они составляют важный элемент карбонатных ловушек. Разведка месторождений, связанных с карбонатными ловушками, показала сложность их строения, изменчивость структуры и текстуры коллекторов, резкие переходы коллекторов в неколекторы. Сложность залежей усугубляется различной степенью доломитизации известняков, их постседиментационного преобразования. Детальное изучение, проведенное В. Д. Ильным, К. И. Багринцевой, А. М. Ивановым, В. Г. Кузнецовым, М. А. Политыкиной и другими геологами, позволило получить обширные и разнообразные данные о составе и структуре емкостного пространства карбонатных массивов. Однако совершенно очевидна острая необходимость дальнейшего детального исследования их фациальных типов (рифогенных и др.), условий формирования в них ловушек, коллекторов разного генезиса и формы, условий экранирования и т. д.

Особенно важно изучение карбонатных массивов Прикаспия, а также многозалежных месторождений Тимано-Печорской провинции. В них наблюдаются сложные сочетания карбонатных тел разного состава и генезиса. Понимание структуры этих массивов совершенно необходимо прежде всего для выбора рациональных систем разведки, а затем и разработки, уточнения этажей разведки, что обеспечит максимальную ее эффективность, и объектов разработки в целях максимального извлечения нефти, конденсата и газа из недр, а также комплексного использования попутных компонентов (сероводорода, углекислоты и др.).

Так как карбонатные массивы типа Оренбургского, Карачаганакского или Вуктыльского являются своеобразными геологическими телами, объем которых измеряется многими кубическими километрами, для них должны быть

созданы особые системы разведки, опробования, оценки емкостных характеристик, разработки и контроля за разработкой. Это можно сделать на основе глубокого и всестороннего изучения карбонатных формаций, их фациальных и литологических разновидностей.

Галогенные формации, как известно, играют роль региональных экранов. В их составе два основных компонента — каменная соль и ангидриты (гипсы).

Общепризнано, что соль является хорошим флюидоупором, а ангидриты нередко оказываются «ложной» крышкой и в связи с трещиноватостью допускают миграцию нефти и газа. Признается и влияние терригенных примесей на изолирующие свойства соли, высказываются обоснованные предположения о возможности миграции нефти вдоль контактов соли с окружающими породами. Все это требует детального изучения на конкретных месторождениях и путем моделирования.

Остается открытым вопрос о генезисе соленосных толщ. Известно, что ряд исследователей считают соленосные толщи образованием эндогенным, а не осадочным. Но если даже полностью отбросить возможность эндогенного накопления соли, остается много неясного в проблеме регионального формирования огромных толщ солей и ангидритов, слагающих эти тела минеральных ассоциаций, и их последующей истории. В частности, явления диапиризма с полным выжиманием соли в межкупольных мульдах требуют детального всестороннего изучения и обсуждения с учетом обширных новых материалов бурения, геофизических исследований и других данных.

В последние десятилетия получены многочисленные данные о нижнем палеозое, венде и рифее нефтегазоносных бассейнов. Из ордовика, силура, кембрия, венда и рифея получены притоки нефти в Тимано-Печорском бассейне, на Сибирской платформе, в Прибалтике. Известны они в Северной Африке, Северной Америке и других районах земного шара. Додевонские формации заслуживают особого рассмотрения именно в силу их древности. Интересно влияние фактора времени на состав и свойства пород этих формаций. Ведь на юге Сибирской платформы, в Тимано-Печорском регионе (в Косью-Роговской впадине), в Прибалтике исследователи столкнулись со сложным и своеобразным строением коллекторов и залежей. Вероятно, сопоставление древних формаций с более молодыми (средне-верхнепалеозойскими, мезозойскими, кайнозойскими) даст важную информацию для изучения роли геологического времени в преобразовании природных резервуаров и находящихся в них скоплений нефти и газа.

Изучение геохимии нефтегазоносных осадочных формаций может помочь в обнаружении следов рифтогенеза и других процессов, связанных с эволюцией земной коры. Надо полагать, что аномалии геохимических полей, возникшие в результате внедрения масс эндогенного вещества (газов, металлоносных рассолов и других компонентов), оказывали в течение длительного времени влияние на состав пород и заключенных в них флюидов. Следями этого воздействия может быть присутствие свинца и других металлов в водах верхних частей красноцветной толщи (средний плиоцен) и в минеральных ассоциациях, заполняющих трещины в этих породах, что было обнаружено В. Н. Вебером и К. П. Калицким в начале XX в. и изучено Л. М. Лебедевым и В. М. Будько в 50—60-е годы на Челекене. Сейчас, в свете новых тектонических концепций, эти данные заслуживают дополнительного обсуждения. Под этим углом зрения следует проанализировать материалы и по другим райо-

нам и стратиграфическим комплексам, прежде всего связанным с авлакогенами и глубинными разломами.

Геохимические исследования нефтей, газов, конденсатов, рассеянного ОВ пород являются важнейшей составляющей изучения нефтегазоносных формаций. В этом направлении накоплен обширный материал, характеризующий битуминологическое поле осадочных пород, а также углеводородные системы месторождений. Особенно велик вклад в эти работы сотрудников ВНИГРИ, МГУ, МИНГа, ВНИГНИ, ИГиРГИ, СНИИГГиМСА и ИГиРНИГМа, где сложились крупные геохимические школы, пользующиеся широкой известностью не только в СССР, но и за рубежом. В настоящее время в связи с качественно новым уровнем фундаментальных работ в области генезиса нефти и газа и методических основ их поисков и разведки необходимы сводные работы по нефтегазоносным формациям основных бассейнов. Они должны показать общее и специфическое в геохимических углеводородных полях литолого-стратиграфических комплексов. Это значительно расширит фактографическую базу теоретических исследований в области происхождения нефти и газа и ускорит разработку и внедрение геохимических методов прямого прогнозирования нефтегазоносности комплексов и локальных структур.

Говоря о геохимическом изучении осадочных формаций, следует напомнить, что в последние годы мы получили на вооружение новый эффективный комплекс анализов — ядерно-физические методы изучения элементного состава пород. Применение их для исследования разреза по шлему глубоких скважин (пока в опытном режиме) показало широкие перспективы методов. Весьма эффективно, например, выделяются в разрезе карбонатов вариации содержания кальция, магния, бария, стронция; в некоторых узких интервалах зафиксирован хром. Очень просто выделяются ангидриты в хомогенных толщах, терригенные пачки в карбонатных формациях и т. д. Эти методы обладают высокой экспрессностью и, бесспорно, заслуживают широкого применения, в первую очередь для детального изучения разрезов скважин.

Важнейшим условием решения крупномасштабных задач изучения нефтегазоносных формаций является охват обширных территорий разнообразными исследованиями (минералого-литологическими, геохимическими, геофизическими, палеогеоморфологическими, фациальными и др.). В частности, надо широко использовать сейсмические методы прогнозирования геологического разреза («сейсмостратиграфию»). Комплексный подход позволяет определить границы отдельных литофациальных тел, их объем, степень дифференцированности, привязав их стратиграфически к разрезам скважин.

В последние годы издано немало обобщающих карт, уточняющих нефтегеологическое районирование территории СССР и отдельных регионов. Они составлены крупными коллективами геологов и геофизиков производственных организаций и научно-исследовательских институтов под общим методическим руководством и редакцией ВНИГНИ, ИГиРГИ, ВНИИгаза, ВНИИгеофизики, СНИИГГиМСа, ЗапСибНИГНИ и отражают современные представления о нефтегазогеологическом и тектоническом районировании страны и структуре фундамента и осадочного чехла. Известны также атласы литолого-палеогеографических карт Русской платформы под редакцией А. П. Виноградова, Западной Сибири под редакцией И. И. Нестерова и др. Очень важно продолжить работу над комплексом итоговых графических документов, необходимо составить карты нефтегазоносных формаций, формационные профили, схемы межрайонной корреляции и другие графиче-

ческие материалы, отражающие историю развития осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов, его состав, генерационные, емкостно-фильтрационные свойства и другие характеристики. Они необходимы для познания закономерностей формирования и размещения месторождений нефти и газа и их прогнозирования. Это большая и крайне важная работа, к которой огромный коллектив геологов, литологов, геохимиков методологически вполне подготовлен.

Изучение нефтегазоносных формаций требует обобщения огромного разнотипного материала. Отдельные аспекты переплетаются между собой, и для их синтеза требуются современные методы обработки с применением многофакторного анализа. Поэтому важнейшим условием эффективного решения стоящих проблем является создание унифицированного банка данных о составе, условиях образования формаций и их нефтегазоносности. На этой основе должны быть составлены обобщающие графические документы — ключ к региональным и теоретическим обобщениям.

Сейчас, на рубеже XXI в., когда основные осадочно-породные бассейны в значительной степени разведаны, поиски месторождений непрерывно усложняются. Ассигнования на расширение запасов нефти и газа растут экспоненциально, и дальнейшее развитие только за счет увеличения объемов работ, затрат средств, материальных и трудовых ресурсов просто невозможно. Необходимо интенсифицировать весь геологоразведочный процесс на основе научно-технического прогресса на всех этапах и стадиях. Важным условием интенсификации является повышение теоретической обоснованности направлений и методики работ, развитие фундаментальных основ геологии нефти и газа. Всестороннее изучение нефтегазоносных формаций и создание крупных обобщающих работ — один из главных элементов этих основ. Поэтому назрела необходимость приступить к осуществлению обширной комплексной научной проблемы «Осадочные нефтегазоносные формации».

УДК 553.434:552.144

В. Н. Холодов

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ КАК ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Красноцветные формации давно привлекли к себе внимание исследователей; их геохимия, минералогия, фациально-литологические особенности и систематика часто обсуждались в трудах А. Г. Вернера [Werner, 1786], а также А. Седжвика и Р. Мурчисона [Sedgwick, Murchison, 1839]. Особенно много нового в проблему формирования красноцветных формаций внесли широко известные труды И. Д. Черского, В. А. Обручева, И. Вальтера, А. Н. Мазаровича, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, В. И. Попова, А. И. Анатольевой, А. Л. Яншина, М. А. Жаркова, Н. Н. Верзилина, А. В. Сочавы и других исследователей. Среди иностранных ученых в связи с изучением красноцветных формаций стоит

особо упомянуть работы Д. Хагера [Hager, 1928], М. Плейса [Place, 1943], П. Крынина [Krupine, 1950], Ф. Б. Ван-Хутена [Van Houten, 1961], Дж. Кларка [Clark, 1962], С. Бубнова [1935], М. Жинью [1952], а также Г. Фалька [Falke, 1965] и Г. Вильямса [Williams, 1968].

Еще в статьях А. Л. Яншина [1953, 1965] было установлено, что среди всего многообразия красноцветных формаций довольно четко обособляются две генетически различные группы — аридные и гумидные. Несколько позднее Н. М. Страхов [1960] довольно определенно показал, что к аридным красноцветным формациям принадлежат главным образом их карбонатные разновидности; с ними парагенетически ассоциируются рудные стратиформные месторождения $Cu-Pb-Zn$, а также V, Cr, Se, U, Re и ряда других редких и малых элементов, разнообразные скопления солей — гипсов, галитов, сильвинов и карналлитов, залежи самородной серы и сероводорода, «черных» сланцев и глин, а также скопления жидких и газообразных углеводородов нефтяного ряда.

В отличие от них гумидные красноцветные формации не содержат в своем составе пластов, линз и стяжений карбонатных пород; чаще всего они оказываются связанными с угленосными толщами, рудопроявлениями железных и марганцевых руд, с бокситами, каолинами и огнеупорными глинами.

Данная работа посвящена преимущественно аридным карбонатным красноцветным формациям и связанным с ними полезным ископаемым; особый интерес при этом представляет генезис стратиформных месторождений $Cu-Pb-Zn$ и ряда редких элементов.

В настоящее время не вызывает сомнения, что образование красноцветных карбонатных формаций происходило при существенном влиянии аридного климата. В связи с этим стало общепринятым все особенности строения красноцветных карбонатных толщ объяснять воздействием климатического «пресса», относить их к стадии седиментации и «вписывать» в общую схему аридного осадкообразования. К чисто осадочным или, в лучшем случае, к седиментационно-диагенетическим образованиям аридного климата стали относить и стратиформные залежи $Cu-Pb-Zn$ — довольно важную составляющую часть карбонатных красноцветов.

В основе такого подхода лежала довольно простая мысль: если стратиформные рудные скопления в пространстве и во времени контролируются климатической зональностью, то они, несомненно, являются первичными, т. е. образованными на стадии формирования исходных осадков. Между тем следует подчеркнуть, что этот вывод находится в противоречии с некоторыми особенностями строения и залегания самих стратиформных залежей $Cu-Pb-Zn$, особенно четко выявившихся в последнее время.

В предыдущих работах [Холодов и др., 1971; Холодов, Гаврилов, 1977] по аналогии с нефтяными месторождениями нами было показано, что в силу конвергенции признаков залегание руд $Cu-Pb-Zn$, согласное с напластованием рудовмещающих осадочных пород, нельзя однозначно истолковывать как доказательство их седиментационного или седиментационно-диагенетического происхождения. Более того, комплексное изучение форм рудных тел, пространственных взаимоотношений оруденения с вмещающими его осадочными породами, характера минералогической зональности и, наконец, геохимии изотопов, выполненное на крупнейших стратиформных месторождениях $Cu-Pb-Zn$ в США (месторождения Уайт-Пайн [White, 1971; Brown, 1971, 1981; Мейнард, 1985], Крета [Renfro, 1974; Smith, 1976], Кайот [Tschanz et

al., 1958; и др.]), в Европе (месторождения Мансфельд, Зангерхаузен, Рихельдорф, ГДР, ФРГ [Rentzch, 1976; Лурье, Габлина, 1982; Лурье, 1986]) и в Африке (Центрально-Африканский медный пояс, месторождение Шаба в Замбии [Appels, 1974, 1979; Мейнард, 1982; Лурье, 1986]), позволяет считать, что оруденение в них в основном носит «наложенный» характер, хотя и тесно связано с формированием красноцветных отложений.

Вероятно, справедливо предполагать, что образование месторождений сульфидов $Cu-Pb-Zn$ началось в процессе седиментации, но не завершилось на этой стадии, а продолжалось в ходе диагенетических и катагенетических преобразований. Иначе говоря, процессы сульфидного рудогенеза в красноцветных аридных формациях можно вслед за В. И. Смирновым [1970, 1976] квалифицировать как полигенное и полихронное явление, развертывающееся под действием многих факторов и растянутое во времени.

При таком понимании процессы сульфидного стратиформного рудообразования должны в большой степени зависеть от условий формирования и вторичных преобразований рудовмещающих красноцветных формаций, быть запрограммированными всем ходом осадочного процесса, обуславливаясь рядом генетических особенностей красноцветного пороодообразования.

Поэтому чрезвычайно важным представляется рассмотрение тех генетических особенностей карбонатных красноцветных формаций, которые могли оказать прямое влияние на формирование и пространственное положение медно-свинцово-цинкового оруденения.

Первая особенность красноцветных карбонатных формаций заключается в относительно слабой зрелости слагающего их терригенного материала, что, в свою очередь, чрезвычайно усиливает значение геохимического облика питающих провинций. Действительно, еще при обсуждении причины красноцветной окраски Д. Миллер и К. Фолк [Miller, Folk, 1955] утверждали, что красные тона появляются только в том случае, если в области сноса разрушаются изверженные, вулканические или метаморфические породы, содержащие магнетит, ильменит или другие железосодержащие минералы. На примере силурийских отложений Виргинии и пермских толщ Техаса они показали, что в зоне восстановления красноцветов разлагаются обломочный титаномагнетит, ильменит, отчасти биотит, роговая обманка и пироксены; за их счет осуществляется переотложение Fe в форме гематита.

Близкой точки зрения придерживался Т. Уолкер [Walker, 1967], который показал, что в зеленовато-серых восстановленных глинистых породах красноцветов содержится лишь 2,5% валового железа, тогда как в красных его содержание местами превышает 5,8%.

Характеризуя особенности терригенного осадконакопления аридной зоны, Н. М. Страхов [1960, 1962] подчеркнул, что здесь элементы автохтонного осадконакопления полностью совпадают с аллохтонным поступлением материала. Благодаря этому в аридных красноцветных толщах минеральное созревание пород резко падает.

Эта закономерность была проверена А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым [1972]. Оба исследователя при сравнении минерального состава граувак на большом фактическом материале показали, что усиление аридности обычно сопровождается более полным развитием гетерогенных обломков пород; наоборот, преобладание гумидных условий увеличивает зрелость граувак, что находит отражение в повышении роли мономинеральных компонентов — кварца и полевых шпатов.

Если все это так, то приходится думать, что терригенные породы, слагающие карбонатные красноцветные формации, несут в себе значительно большие запасы рассеянных металлов, нежели терригенные породы гумидных зон, причем в них нередко оказываются сконцентрированными химические элементы, особенно типичные для данной петрографической провинции. Так, например, граувакки пермских красноцветных отложений Приуралья, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова [1961, 1963, 1971], оказались существенно обогащенными Си и Сг, в песчаниках красноцветов Тянь-Шаня М. В. Неймышев [1967] встретил повышенные количества Си и Рb, терригенные породы рудоносных красноцветов Вайоминга, по данным Дж. Вайна и Е. Турело [Vine, Tourtelote, 1973], содержали концентрации V, Сг, Ni, Со, Th, U и других металлов.

Очевидно, что граувакковые терригенные толщи можно рассматривать как потенциально рудогенерирующие образования или рудоматеринские породы; они еще на стадии осадкообразования концентрируют в себе ряд химических элементов, типичных для данной геохимической питающей провинции, а в силу преобладания в них полиминеральных обломков оказываются крайне неустойчивыми и легко разлагаются в ходе самых разнообразных постседиментационных геохимических процессов.

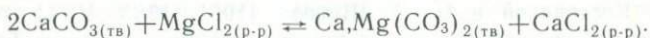
Вторая особенность красноцветных карбонатных формаций заключается в том, что среди них обычно широко развиты разнообразные эвапоритовые отложения — гипсы и ангидриты, галиты, сильвиниты и даже карналиты.

Общеизвестно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа рассола; при испарении и выпадении в осадок твердых солей, т. е. при развитии обычного эвапоритового процесса в условиях аридного климата, она будет все более приближаться по составу к хлормagneйным рассолам, причем на первых стадиях этого процесса, в солеродных водоемах, вместе с твердыми солями обычно захороняются большие объемы маточных растворов.

В работах М. Г. Валяшко [1963] было показано, что на галитовой стадии каждый кубический километр отложившихся солей сопровождается захоронением 2 км³ маточных рассолов с концентрацией 320 г/кг. В тех случаях, когда соленосные толщи красноцветных формаций быстро погружаются вниз, попадают в зону затрудненного обмена и покрываются другими отложениями осадочного чехла, в них осуществляется гравитационное сквозь-пластовое вертикальное движение вод с различным удельным весом; тяжелые рассолы просачиваются вниз, легкие воды стремятся вверх. Экспериментально такое гравитационное взаимопроникновение, захватывающее даже труднопроницаемые глинистые толщи, было воспроизведено М. Г. Валяшко, А. И. Поливановой и И. К. Жеребцовой [1963], которые показали, что оно осуществляется струями и наиболее интенсивно проявляется в подсолевых толщах. Здесь, в обстановке повышенных температур, растворы теряют сульфаты магния и замещают магнием исходного раствора кальций твердой фазы; конечным результатом этих преобразований становится появление высокоминерализованных хлоркальциевых вод, которые весьма тесно пространственно и генетически связаны с красноцветными карбонатными толщами [Страхов, 1962; Корневский, 1973; Холодов, 1982].

В результате воздействия на карбонатные граувакковые толщи солеродной рапы в подсолевых отложениях осуществляется интенсивная катагенети-

ческая доломитизация; на возможность катагенетического происхождения доломита в связи с формированием хлоркальциевых вод указывали В. И. Гуревич [1960], А. И. Осипова [1964], Ю. С. Кормилец [1976], А. А. Махнач [1977] и др. В работе Н. К. Власовой [1978] было показано, что формирование эпигенетического доломита при температуре 150—300° С и давлении насыщенного пара осуществляется по реакции Мариньяка



Любопытно, что метасоматическое замещение кальцита доломитом обычно сопровождается увеличением пористости пород на 10—12%, что стимулирует непрерывное развитие процесса [Басков, 1977].

В терригенной части красноцветных формаций происходят разнообразные химические реакции, среди которых, однако, отчетливо преобладает обмен магния в рассоле на кальций пород [Холодов, 1982]. По данным К. Ситтлера, М. В. Пастуховой, М. А. Ратеева, А. Г. Коссовской, В. А. Дрица и Т. Н. Соколовой, здесь формируются магниевый монтмориллонит, магниевый хлорит, минералы группы корренсита (магний—хлорит—вермикулит), железистый иллит, тальк и серпентин, палыгорскит и сепиолит.

Экспериментальное исследование взаимодействия хлормагниевого рассола с кальциевыми силикатами (воластонит, везувиан, кальциевый плагиоклаз), проведенное Н. К. Власовой [1978], позволило доказать, что они в конечном счете превращаются в гидромагнезиальные силикаты группы сепиолит — палыгорскит, а также в тахидрит ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) и бишофит ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); иначе говоря, и в этом случае наблюдается переход Mg в твердую фазу и формирование хлоркальциевых высокоминерализованных рассолов. Следует подчеркнуть, что хлоркальциевые рассолы, возникающие в красноцветных формациях в связи с процессами гравитационно-рассольного катагенеза, сами по себе могут представлять промышленный интерес в связи с тем, что в них очень часто обнаруживаются высокие содержания Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, а также Sr, Li, Cs, Br [White et al., 1963; Бойко, 1966; Басков, 1968; Бишофф, 1974; Павлов, 1975; Рудообразование..., 1979].

Обогащение рассолов различными металлами обусловлено, по-видимому, рядом причин.

Прежде всего нужно иметь в виду их необычайную агрессивность, особенно проявляющую себя при повышенных температурах и давлениях в зоне затрудненного водообмена. Так, например, в опытах Н. И. Хитарова [1961] при взаимодействии хлоридов K, Na и Ca с рудоносными породами при $T=400-600^\circ\text{C}$ и $P=200-300$ атм был получен раствор, содержащий 3—5 г/л свинца. Весьма характерно также, что в присутствии хлоридов щелочных металлов многие рудные компоненты обнаруживают способность к комплексобразованию и образуют растворимые соединения типа Na_3MgCl_6 или NaMgCl_4 . Типична также избирательная растворимость некоторых элементов в рассолах; эксперименты И. К. Жеребцовой [1969] и Н. К. Власовой [1978] показали, что существует группа элементов, которые накапливаются в жидкой фазе галогенной системы, так сказать, автоматически, причем концентрация лития, бора, отчасти брома и йода в рассолах происходит даже на самых поздних стадиях галогенеза.

Другой, не менее важной причиной формирования металлоносных рассолов является широкое распространение в красноцветных карбонатных

формациях граувакк — носителей значительных масс рудных компонентов.

Третья особенность красноцветных карбонатных формаций заключается в том, что в них очень часто находятся «черные» сланцы, газонефтяные месторождения и залежи сероводорода; все эти образования являются потенциальными геохимическими барьерами, способными восстанавливать и осаждать многие рудные металлы. Ассоциация карбонатных красноцветных формаций с «черными» сланцами была описана в работах Н. М. Страхова [1962], С. М. Корневского [1973] и ряда других исследователей, хотя причины, вызывающие это сонахождение, до конца не ясны. По мнению Ю. П. Хрусталева [1978], современные осадки внутриконтинентальных морей типа Азовского или Аральского всегда несколько обогащены рассеянным органическим веществом (РОВ) в связи с высокой биологической продуктивностью этих водоемов. По словам С. М. Корневского, «массовое накопление органического вещества (ОВ) отмечается в аридных морях нормальной солености, особенно в бухтообразных участках шельфа. Впоследствии здесь происходит засолонение: поэтому богатыми органикой и битумами оказываются подсолевые отложения» [Корневский, 1973, с. 179]. Так как в солеродных отложениях, при солености воды 10—20%, количество ОВ обычно незначительно по сравнению с нормальной морской водой [Страхов, 1962], имеются все основания считать, что следы массовой гибели организмов, и прежде всего планктона, обычно ассоциируются с солеродными толщами в красноцветах.

Действительно, нижекембрийские галогенные формации Сибирской платформы окаймляются близкими по возрасту сланцеватыми мергелями, доломитами и известняками, содержащими повышенные количества ОВ [Зеленов, 1955]. В девонских солеродных отложениях Припятской впадины широко развиты горючие сланцы и доманикиты [Котлуков, 1968]. Огромные скопления морских битуминозных сланцев известны в областях распространения аридных девонских отложений США [Страхов, 1962]. С галогенными отложениями пермского возраста ГДР, ПНР и ряда других районов Европы постоянно ассоциируются битуминозные сланцы; в районе Мансфельда, Зангерхаузена и Рихельсдорфа они содержат концентрации Cu—Pb—Zn [Ведеполь, 1964]. Совместно с пермскими эвапоритами Приуралья залегают абдулинские бентогенные и юрезанские планктогенные сланцы, детально описанные в работах Н. М. Страхова [1962]. В юрских отложениях Кавказа с солеродными толщами связаны планктогенные «черные» сланцы [Кузнецов, 1928]; сходные парагенетические ассоциации известны в майкопе, чокраке и сармате Предкавказья [Холодов, Недумов, 1982].

Сравнительное исследование современных черноморских сапропланктонитовых осадков и «черных» сланцеватых глин чокрака Восточного Предкавказья, выполненное автором данной статьи совместно с Р. И. Недумовым [Холодов, Недумов, 1982], позволило показать, что прижизненное накопление рудных компонентов планктоном обычно крайне незначительно и слабо соответствует высоким содержаниям их в древних «черных» сланцах.

Подавляющая концентрация рудных химических элементов осуществляется на поздних стадиях пороодообразования, в диагенезе и катагенезе, за счет относительного обогащения РОВ вследствие выноса разбавителей (карбонатов), разложения и обуглероживания ОВ и извлечения растворенных металлов из иловых и поровых вод.

Любопытно, что химическая активность ОВ «черных» сланцев сильно возрастает на стадии катагенеза. Как показали работы Л. И. Потаповой и Ю. Н. Гурского [1972], О. К. Бордовского [1974] и особенно Т. В. Дроздовой и В. А. Чиненова [1974], дегидратация, битуминизация и другие изменения в составе ОВ, протекающие в диагенезе и особенно усиливающиеся на стадии катагенеза и во время «главной стадии нефтеобразования», создают необычайно благоприятные условия для извлечения дополнительных порций металлов из пластовых вод. Формирование никелевых и ванадиевых порфиринов на глубинах от 2000 до 35 000 м показывает, что сапропланктонитовое вещество «черных» сланцев еще долго живет сложной геохимической жизнью и зачастую превращается в мощный геохимический барьер, способный накапливать в себе малые и редкие химические элементы.

Частая приуроченность нефтяных и газовых месторождений к разрезам, содержащим эвапориты и сформировавшимся в аридных условиях, определяется присутствием РОВ в глинах многих красноцветных формаций. По мере того как толща переслаивающихся пород-коллекторов и нефтематеринских глин погружается в глубь осадочно-породного бассейна (ОПБ), между пачками, а также между дренирующими их коллекторами или зонами повышенной трещиноватости возникает флюидообмен, который то ослабевает, то усиливается в зависимости от ряда конкретных геологических обстоятельств.

Прежде всего следует иметь в виду, что при погружении пластичные глины захватывают из вод палеоводоемов огромное количество морской воды; часть ее заполняет поры, часть оказывается сорбированной глинистыми частицами, а часть входит в кристаллическую решетку глинистых минералов. На больших глубинах благодаря уменьшению открытой пористости глин, а также вследствие минеральных трансформаций (например, перехода монтмориллонита в гидрослюда) эта вода выдавливается в жесткие пласти-коллекторы или ослабленные зоны повышенной трещиноватости (табл. 1). Реальность этого процесса подтверждается при совместном анализе изменения открытой пористости глин и песчаников с глубиной. Вещественными следами перераспределения флюидов на глубине могут служить разнообразные текстуры песчаного диапиризма (кластические дайки и «горизонты с включениями»), подробно рассмотренные автором в ряде предыдущих работ [Холодов, 1978, 1983].

Другая, не менее важная особенность глин заключается в том, что они обычно содержат в себе ряд реакционноспособных компонентов, которые, разлагаясь при погружении в недра ОПБ, образуют газы или растворяются в водах. Формируются флюиды или газоводные растворы, которые содержат нефтяные битумоиды или протонефть.

Непрерывное изменение физико-химических условий, вызванное погружением глинистых толщ в области иных термодинамических обстановок (см. табл. 1), вызывает к жизни ряд геохимических процессов, среди которых особого рассмотрения заслуживают: 1) преобразование РОВ; 2) гидрослюдизация разбухающих компонентов глин и вторая стадия дегидратации; 3) выделение SiO_2 и ее растворение в поровых водах; 4) гидролиз рассеянных карбонатов; 5) взаимодействие сульфатов поровых вод с углеводородами.

Преобразование РОВ в зоне катагенеза исследовалось многими литологами-нефтяниками. Этому вопросу были посвящены труды Н. Б. Вассоевича, В. А. Успенского, Э. А. Конторовича, А. А. Трофимука, А. Я. Архи-

Таблица 1. Зависимость открытой пористости и термобарических условий залегания пород от величины их погружения в ОПБ

Глубина погружения, км	Средняя температура, °С	Среднее давление, атм	Величина открытой пористости глин, л/м ³	Величина открытой пористости песчанников, л/м ³ ****
Поверхностный слой	Варьируют в зависимости от глубины водоема		700—900*	250—300
1	30	85	230—300**	200—300
2	60	200	80—180**	180—250
3	90	420	20—90**	120—200
4	120	690	Дегидратация и разуплотнение ***	80—180
5	150	978	20—30***	20—120

* По Н. М. Страхову [1953] и Г. Мюллеру [1971].

** По Н. Б. Вассоевичу [1955], Дж. М. Уэллеру [1961] и И. И. Нестерову [1965].

*** По Дж. Берсту [Burst, 1959].

**** По В. М. Добрынину [1968] и В. Энгельгардту [1964].

пова, Б. Брукса, В. Мейншейна, Х. Хедберга и др. Новейшие данные были получены С. Г. Неручевым, А. А. Трофимуким и Е. А. Рогозиной [1976] при изучении глинистых отложений Западной Сибири и третичных отложений Предкавказья (табл. 2). Авторы выделили четыре степени изменений РОВ: 1) начальную фазу нефтеобразования (0—2 км); 2) главную фазу нефтеобразования (2—3,7 км); 3) главную фазу газообразования (3,7—5 км); 4) фазу затухания процессов нефтегазообразования (5—9 км). Было показано, что максимальные преобразования РОВ глин испытывают на глубинах 2—3,7 км, когда осуществляется деструкция основной массы липидного материала ОВ и генерация битумоидов и УВ.

Применение метода балансов в сочетании с прямым количественным определением выхода летучих веществ на каждой стадии катагенеза позволило С. Г. Неручеву с соавторами [1976] рассчитать общие потери РОВ при погружении на глубины 5—9 км. Оказалось, что при этом теряется 65% исходной органики, сохранившейся и не реализованной в ходе диагенеза. Разлагающееся при высоких температурах и давлениях зоны катагенеза РОВ, помимо разнообразных битумоидов и УВ (54,9%), генерирует CO₂ (17,5%), H₂O (12,5%), H₂S (3,1%) и другие реакционноспособные компоненты.

При этом последовательность преобразований РОВ можно представить в следующем виде. В ходе диагенеза РОВ выделяет преимущественно H₂S и CO₂ биогенного происхождения. Позднее, в начальную фазу нефтеобразования, из РОВ генерируются преимущественно жидкие УВ — битумоиды, нефть и воднорастворимая органика. Еще глубже, при переходе нефтематеринских глин в главную фазу газообразования, из них извлекаются преимущественно газообразные УВ, а в резко подчиненном количестве — CO₂ и H₂S. Наконец, еще глубже основным компонентом, удаляющимся из РОВ, является CO₂. Таким образом, мы видим, что по мере погружения глинистых толщ, содержащих РОВ, в зону катагенеза состав отделяющихся от него компонентов качественно меняется.

При погружении глинистых отложений на большие глубины монтмориллонит, слагающий породу, превращается в гидрослюда, что обычно сопровождается выделением дополнительных порций межслоевой и поровой воды;

Таблица 2. Процессы преобразования РОВ и генерации углеводородов в глинистых толщах Сибири и Предкавказья по С. Г. Неручеву, А. А. Трофимуку и Е. А. Рогозиной [1976]

Фаза изменений РОВ, термодинамические показатели; глубина	Стадия метаморфизма ОВ	Важнейшие преобразования небитумоидной части РОВ
Начальная фаза нефтеобразования T = 20—80° C P = 420—540 атм 1,8—2 км	Б	Молекулярная структура ОВ существенно не меняется. В составе РОВ возрастает количество углерода и уменьшается содержание гетероэлементов. Происходит дегидратация и декарбонизация
	БД	
	Д	
Главная фаза нефтеобразования T = 80—160° C P = 830—940 атм 3,5—3,7 км	Г ₁	Деструкция основной массы липидного материала ОВ и генерация битумоидов и УВ. Сближение состава гумусовых и планктоногенных компонентов. Накопление меланоидинов приводит к уменьшению содержания углеводорода и увеличению гетероэлементов, особенно S
	Г ₂	
	Ж	
Главная фаза газообразования T = 160—220° C P = 1255—1350 атм 5 км	К	Уплотнение углеродной молекулярной структуры РОВ, падение генерации битумоидов и УВ. Обуглероживание ОВ, сокращение содержания гетероэлементов и резкое уменьшение содержания водорода. Генерация газов
	ОС	
	Т	
Фаза затухания процессов нефтегазообразования T = >220° C P = 1255—1350 атм 5—9 км	ПА	Стабильное состояние РОВ, слабое обуглероживание, минимальная генерация битумоидов и газов
	А	

механизм этих минеральных превращений был детально рассмотрен ранее в работах Дж. Берста, М. Пауэрса, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова, В. И. Муравьева, Б. А. Сахарова, Л. Маффле, Д. Уайта, Е. А. Перри, Дж. Хауэра.

Расчеты показывают, что в процессе гидрослюдизации и превращения монтмориллонита в гидрослюда выделяются значительные массы воды. По данным Дж. Берста [Burst, 1969], количество воды, выделяющейся на второй стадии дегидратации, достигает 10—15% от исходного объема осадка; если считать объемный вес глин равным 2,3 г/см³, то из 1 м³ породы может выделиться 230—350 кг воды, при условии, конечно, что в исходном составе монтмориллонит был преобладающим минералом.

Если, по самым скромным данным, количество дегидратационной воды достигает величины 110 л/м³ глины [Холодов, 1983], а объем открытой пористости на глубине 3 км согласно расчетам не превышает 20—90 л/м³ глины (см. табл. 1), да и тот обычно заполнен реликтовыми газодонными растворами, то очевидно, что вторая стадия дегидратации должна сопровождаться разуплотнением и существенной перестройкой поровой системы глин. Верхняя граница гидрослюдизации глин в различных районах мира распола-

Общая потеря РОВ	Соотношение генерирующихся производных, %	Важнейшие преобразования хлороформенного (ХБ) и спиртобензольного (СБ) битумоидов РОВ
18	Вода — 7,7 Битумоид — 4 CO ₂ — 2,6 H ₂ S — 1,4 УВ _{газ} — 1,3 O ₂ — 0,8 NH ₃ — 0,2	Общее увеличение содержания ХБ и СББ в РОВ: $\beta_{ХБ}=3-8\%$, $\beta_{СББ}=2-6\%$. I этап: ведущим является процесс восстановления битумоидов, унаследованных от диагенеза. II этап: усиливается новообразование УВ, количество которых в битумоидах возрастает на 15%. Находки остаточных битумоидов и рост содержаний С говорят о начале эмиграции
27	Нефть — 7,2 УВ _{газ} — 1—2 Остаточный битумоид пород — 2,9 Воднорастворенное ОВ—15,9—14,9	I этап: до глубины 2,8—3 км содержание битумоидов продолжает возрастать; $\beta_{ХБ}=12-18\%$, $\beta_{СББ}=10-12\%$. Возрастает доля УВ, увеличивается количество С, а также смол и асфальтенов. II этап: состав битумоидов отражает преобладание эмиграции над генерацией. Снижается общее количество битумоидов, а в составе ХБ и СББ начинают преобладать гетероэлементы
12,1	CH ₄ — 9,1 CO ₂ — 2,3 H ₂ S — 0,4 N ₂ — 0,3 H ₂ — Следы	Общее содержание битумоидов падает: $\beta_{ХБ}=2-4\%$; $\beta_{СББ}=2-3,5\%$. В групповом составе битумоида растет количество смол и асфальтенов
6,4	CO ₂ — 5,9 УВ _{газ} — 0,4 H ₂ S — 0,1 H ₂ — Следы	Содержание битумоидов стабильно; $\beta_{ХБ}=4-5\%$; $\beta_{СББ}=3,5-4\%$. Состав их довольно постоянен

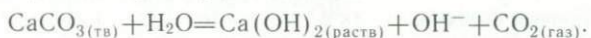
гается на разных глубинах, от 1 до 4 км [Холодов, Гаврилов, 1977], чаще всего, однако, она встречена на глубинах 3—4 км.

В процессах нефтегазообразования вторая стадия дегидратации играет, по-видимому, очень важную роль; уровень дегидратации в глинах служит, вероятно, тем барьером, на котором происходит очищение глин от жидких УВ. Последние здесь накапливаются, чтобы затем вступить в процессы вертикальной миграции и формировать промышленные залежи нефти и газа в ловушках различного типа [Холодов, 1983].

С процессами гидрослюдизации смешанослойных компонентов бывают тесно связаны явления хлоритизации глинистого вещества [Коссовская, Шутов, 1956; Логвиненко, 1968; и др.]; при этом формирование катагенетического хлорита часто сопровождается выделением избытка SiO₂ в виде опала и халцедона. Следует подчеркнуть, что, согласно данным Г. Окамото с соавторами [Okamoto et al., 1957], а также К. Краускопфа [1963], растворимость аморфной кремнекислоты линейно связана с повышением температуры и возрастает также в щелочных средах (при рН=9): при 0° С до 60—80 мг/л; при 85—90° С почти до 300—380 мг/л; при 155° С до 700 мг/л,

а при 200° С почти до 1100 мг/л. Естественно, что на глубинах 5—6 км, где средние температуры колеблются от 200 до 300° С, теоретически говоря, должны формироваться кремнекислые растворы с высокими содержаниями растворенной SiO₂. Этому должно сильно способствовать увеличение CO₂, так как, согласно данным Е. С. Кабановой [1960], повышение содержания углекислоты в растворе благоприятствует растворению кварца, халцедона и опала. Поскольку разложение РОВ на глубинах 5—7 км сопровождается выделением CO₂ и H₂S, можно думать, что здесь в глинах образуются сложные углекисло-сероводородно-кремнистые растворы.

Неустойчивость рассеянных карбонатов в толщах глинистых пород впервые была экспериментально обоснована в работах И. Г. Кисина и С. И. Пахомова [1967, 1969]. Эти исследователи показали, что при давлении насыщенного пара и нагревании от 75 до 120°С с дистиллированной водой карбонатные минералы гидролизуются по схеме



Эксперименты по растворению рассеянных в глинах карбонатов нашли свое подтверждение в поведении газообразной углекислоты. Изучение ее распределения в пластах третичных и мезозойских песчаных коллекторов Предкавказья, погруженных на разные глубины и соответственно нагретых до разной температуры, позволило тем же соавторам выяснить, что количество CO₂ обычно коррелятивно связано с температурой.

Неустойчивость рассеянных в глинах карбонатов при погружении в зону катагенеза и повышении температуры была безоговорочно принята многими геологами-нефтяниками [Минский, 1974; Еременко и др., 1981]. Однако дело оказалось сложнее. Как показали более строгие эксперименты Н. И. Хитарова и С. Д. Малинина [1958], Е. Сежнита с соавторами [Segnit et al., 1962], С. Д. Малинина [1959, 1965] и других, исследовавших систему твердая фаза карбонатов (кальцит) — вода — углекислота при температурах 0—500° С и давлении 1—600 атм растворимость кальцита с увеличением глубины погружения, как правило, уменьшается. Это означает, что данный минерал может оказаться весьма устойчивым и, несмотря на интенсивные катагенетические преобразования, сохраняться в глинистых толщах.

Можно, по-видимому, думать, что главным фактором, определяющим поведение рассеянных карбонатов в глинистых отложениях, является проницаемость вышележащих глинистых покровов. Если она достаточна для удаления формирующейся углекислоты, т. е. система является открытой, в глинах будет осуществляться гидролиз и происходить растворение рассеянных карбонатных минералов. Если же плотные, слабо проницаемые глинистые толщи надежно изолируют карбонаты и давление CO₂ в них будет повышаться так, как это происходит в закрытой системе автоклава, рассеянный CaCO₃ окажется весьма устойчивым. Необходимо отметить, что проницаемость глин в отношении углекислоты, как и всех других газов, колеблется в широких пределах; так, например, коэффициент диффузии глин в отношении метана колеблется от $1 \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-9}$ см²/с, т. е. почти на три порядка.

Судя по температурным интервалам гидролиза, наиболее вероятной зоной, в которой могут, при прочих благоприятных обстоятельствах, интенсивно растворяться рассеянные карбонаты и выделяться CO₂, будут глубины от 1,5 до 3 км. Расчеты показывают, что за счет рассеянных в глинах карбо-

натных минералов могут формироваться огромные количества газообразной CO_2 . Так, например, если в 1 м^3 глины гидролизуется 100 кг карбонатов, то возникает около 23 м^3 углекислоты, а при разложении 250 кг количество газообразной CO_2 достигнет 55 м^3 . Это означает, что из каждого кубического метра глины выделится объем газа, в 50 раз превышающий первоначальный!

Дальнейшая судьба выделившейся из глины углекислоты будет, вероятно, связана с поровыми водами. Как показано в работах В. А. Соколова [1971] и А. А. Карцева [1978], при давлении 50 атм и температуре 25°C в 1 м^3 воды растворится 27 м^3 углекислоты, тогда как при увеличении P до 400 атм и T до 300°C 1 м^3 воды растворит уже 111 м^3 углекислоты. В целом количество газа, растворенного в воде, возрастает прямо пропорционально увеличению давления и температуры.

Итак, формирование состава газодных растворов в морских глинистых толщах элизионных бассейнов может быть изображено следующим образом (рис. 1, см. вкл.).

В зонах диагенеза и протокатагенеза (от поверхности осадка на дне палеоводоёма и до глубины 2 км) в составе газовой фазы морских глинистых отложений будут повсеместно преобладать углекислота и сероводород; возможно присутствие газообразных УВ. В илах оба первых газа имеют биохимическое происхождение, но ниже все большую роль начинают играть abiогенные CO_2 и H_2S , причем к нижней границе зоны в районах, где глинистая покрывка недостаточно проницаема, доминирует углекислота, возникающая за счет рассеянных карбонатов. В жидкой фазе отжимаются вода и битумоиды. Эту стадию развития глин правильнее всего именовать углекисло-сероводородной (I, см. рис. 1).

При погружении нефтематеринских глинистых толщ (на глубине примерно 2—4 км) ведущим процессом становится формирование жидкой микронепти и растворимых в воде или газообразных УВ. Эту зону Н. Б. Васильев с соавторами [1969] предложили называть главной фазой нефтеобразования. Эта стадия может быть названа битумоидно-нефтяной (II).

На глубинах 4—5 км в глинах протекают процессы гидрослюзификации глин и дегидратации. Хотя этот интервал и соответствует главной фазе газообразования, мы будем называть его дегидратационной и углеродно-сероводородной стадиями (III).

Наконец, на глубине 5—7 км наша сильно уже изменившаяся и истощенная глинистая толща вновь должна стать поставщиком углекислоты, отчасти углеводородных газов, сероводорода и кремнекислоты. Наступает углекисло-сероводородно-кремнекислая стадия (IV).

Само собой разумеется, что отдельные звенья нарисованных превращений не всегда обязательны. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что выделенные глубинные уровни несколько условны и в зависимости от геотермических характеристик районов будут смещаться в ту или другую сторону. Затем нельзя не отметить, что существенные коррективы в выделение тех или других стадий будут вносить литолого-фациальные особенности глинистых толщ. Так, в случае, если в разрезах исследуемых ОПБ будут преобладать глинистые нефтематеринские фации, наиболее яркое развитие среди прочих катагенетических процессов получат явления, связанные с битумоидно-нефтяной стадией; если глины, наоборот, будут существенно обеднены РОВ сапропланктоногенного генезиса, но обогащены гумусовым РОВ и рас-

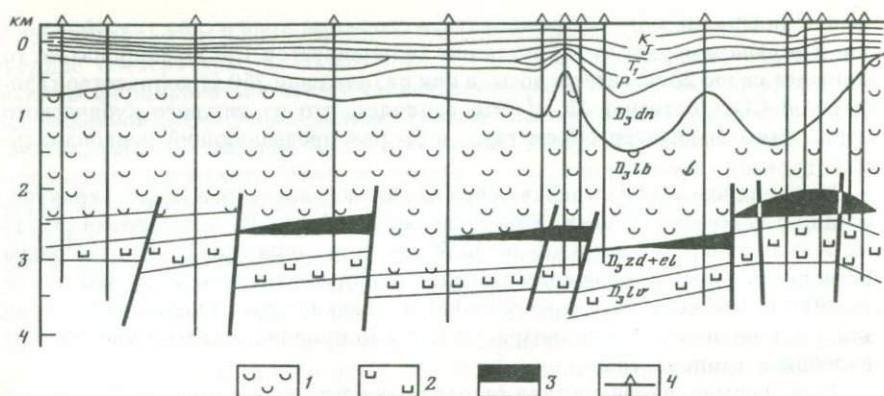


Рис 2. Продольный геологический разрез Реченской тектонической ступени Припятского бассейна [Корневский, 1973]

1, 2 — соленосные толщи: 1 — верхняя (лебедевский горизонт — D_3lv), 2 — нижняя (ливенский горизонт — D_3lv); 3 — водонефтяная зона задонско-елецкого горизонта ($D_3zd + el$); D_3dn — данковский горизонт; 4 — скважины

сеянным сидеритом, битумно-нефтяная стадия может редуцироваться и определяющей станет углекисло-сероводородная стадия.

В формировании газоводных растворов большое значение имеет также проницаемость формирующихся глинистых толщ, которая, в свою очередь, зависит от первичного минерального состава глинистых илов, содержания в них РОВ, а также от трещиноватости пород, обусловленной тектоническим строением и развитием региона. В случае повышенной проницаемости глинистых покровов их можно рассматривать как открытую физико-химическую систему, а это определяет возможность усиленного гидролиза рассеянных карбонатов и усиленного формирования abiогенной углекислоты. Все эти явления могут быть запрещены в толщах плотных, слабо проницаемых глинистых отложений, надежно изолирующих разные части разреза и обеспечивающих развитие физико-химических реакций в закрытой системе, при высоких давлениях возникающих газовых компонентов.

В целом, однако, очевидно, что глины красноцветных карбонатных формаций, содержащие большие массы РОВ, могут служить в элизионных бассейнах источником жидкой нефти и газа, причем именно благодаря этим явлениям вблизи солеродных залежей часто обнаруживаются скопления жидких и газообразных УВ.

Довольно устойчивый парагенез красноцветных карбонатных и галогенных формаций с нефтяными и газовыми месторождениями основан, кроме того, на том, что в красноцветах обычно широко развиты хорошие песчаные и карбонатные коллекторы, а сами галогенные отложения являются идеальными покровками для нефти и газа. В связи с этим в подсолевых отложениях многих регионов мира встречаются промышленные газонефтяные залежи.

На рис. 2 в качестве примера показаны пространственные взаимоотношения между соленосными девонскими толщами Припятской впадины и скоплениями нефти в межсолевых отложениях; очевидно, что лебедевский солеродный горизонт являлся хорошим экраном, обеспечившим образование залежей нефти в отдельных тектонических блоках.

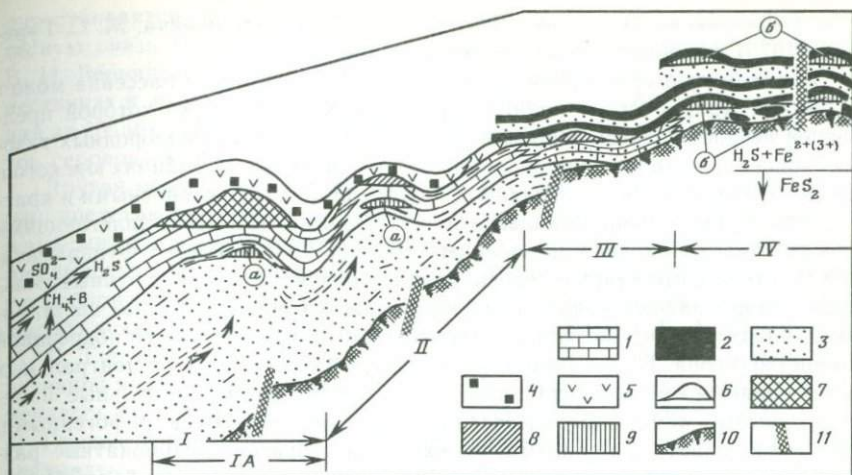


Рис. 3. Схема размещения залежей сероводородсодержащих и бессернистых газов в мезозойских отложениях бортовых зон Амударьинского бассейна по Г. И. Амурскому и др. [1978]

1— карбонаты ($J_3k - 0$); 2— глины, аргиллиты; 3— песчаники, алевролиты, 4— галиты ($J_3kt - tt$); 5— ангидриты ($J_3kt - tt$); 6— залежи газа: а— «сингенетично» бессернистого, сформировавшиеся стратиграфически ниже верхнеюрского регионально сероводородсодержащего комплекса, б— «эпигенетично» бессернистого, сформировавшиеся стратиграфически выше или в зонах опесчанивания верхнеюрского регионально сероводородсодержащего комплекса; 7—9— содержание сероводорода в газе (в %): 7—> 0,5, 8—< 0,5, 9— отсутствует; 10— складчатое основание; 11— разломы

Литологическая характеристика верхнеюрского (келловей-оксфордского) комплекса: I— карбонатный (IA — рифогенный), $\geq 97\%$ $CaCO_3$; II — карбонатный с примесью терригенного материала, $> 80\%$ $CaCO_3$; III — терригенно-карбонатный, 50—80% $CaCO_3$; IV — карбонатно-терригенный и терригенный, $< 50\%$ $CaCO_3$

Газонефтяные месторождения, пространственно и генетически связанные с красноцветными и эвапоритовыми формациями, известны в кембрийских отложениях Сибирской платформы [Васильев и др., 1960], в девоне Припятской впадины и Минусинской котловины [Клиточенко и др., 1960], а также Мичиганского бассейна, Аппалачей и Восточного Внутреннего бассейна США [Еременко, Ульянов, 1960], в девонских и пермских отложениях Днепровско-Донецкой впадины [Савченко, 1967], в пермо-карбоне Приуралья [Максимов и др., 1960; Васильев, 1967], Мичиганского бассейна, Аппалачей и Пермского бассейна США [Слосс, 1961], в перми Прикаспийской впадины [Айзенштадт и др., 1960], в юрских толщах МНР, а также Амударьинской и Таджикской депрессий [Корневский, 1973], в миоцене Предкарпатья, Ферганы, Румынии, Италии и Китая [Бойко, 1968], в верхнетретичных отложениях Туркмении, Азербайджана и Чехословакии [Корневский, 1973].

Проблема формирования залежей сероводорода в красноцветных карбонатных и карбонатно-эвапоритовых формациях представляет большой интерес; ей были посвящены исследования В. П. Савченко, Ю. И. Яковлевой [1971], Л. А. Анисимова [1970, 1976], Э. Е. Лондон и др. [1974], Г. И. Амурского и др. [1977, 1978], С. П. Максимова и др. [1975], Н. Б. Валитова [1977], Г. А. Беленицкой, М. С. Гуревича [1973, 1978], Э. Е. Лондон [1977],

О. И. Серебрякова, В. Г. Грушевого [1977], В. В. Семеновича, М. С. Гуревича [1979] и многих других исследователей.

Типичным примером крупного сероводородосодержащего бассейна может служить Амударьинская впадина, идеализированный разрез которой представлен на рис. 3. Здесь основная масса сероводород-углеводородных газовых скоплений локализована в аридных красноцветных формациях юрского и мелового возраста; они подстилаются вулканогенными, угленосными и красноцветно-терригенными комплексами рэт-юрского возраста, залегающими непосредственно на дислоцированных толщах палеозойского фундамента.

Характерно, что залежи сероводорода образуют наиболее крупные скопления в карбонатных коллекторах кимеридж-оксфорда, которые на широких площадях перекрываются ангидритовой и галитсодержащей покрывкой кимеридж-титона. В газовмещающих карбонатных толщах от центральных частей впадины к ее периферии происходят существенные фациальные изменения: чистые хемогенные известняки вначале сменяются рифогенными, затем, уменьшаясь в мощности, переходят в терригенно-карбонатные разности и наконец выклиниваются. Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными для формирования залежей сероводорода являются рифовые фации зоны IА; как видно на рис. 3, именно к ним приурочены самые значительные скопления сероводородных газов.

Сероводород, как правило, концентрируется в ловушках антиклинального типа, однако литологические особенности карбонатно-терригенных толщ также оказывают влияние на его распределение; местами отмечается повышенное содержание H_2S на контактах различных толщ. Промышленные содержания H_2S находятся обычно на глубинах от 1—2 до 2—3,6 км. Этим глубинам соответствуют температуры 45—120° С и давления 7—600 мПа. Вблизи газовых залежей широко распространены высокоминерализованные рассолы хлоркальциевого типа с повышенной концентрацией сульфат-иона и высоким содержанием растворенного ОВ.

В СССР сероводородные и сероводородно-углеводородные залежи известны в красноцветных и карбонатно-галогенных отложениях Урало-Волжского бассейна (пермь), Прикаспийской впадины (пермь), Тимано-Печерской впадины (карбон—пермь), Ферганы (мел—палеоген), Сурхан-Вахшской депрессии (юра—палеоген), Восточного Предкавказья (юра) и Восточной Сибири (кембрий). За рубежом большое промышленное значение имеют Западно-Канадский (Канада), Пермский (США) бассейны, а также бассейн Мексиканского залива (США, Мексика); кроме того, скопления газовой серы были установлены в Северо-Германском (ФРГ, Нидерланды), Ирано-Иракском (Иран) и Индском (Пакистан) бассейнах, выявленных в самое последнее время.

Во всех перечисленных случаях скопления газовой серы постоянно ассоциируются с карбонатно-галогенными сульфатоносными формациями. Почти всегда эвапоритовые комплексы представляют собой экранирующие отложения, а карбонатные толщи содержат залежи H_2S . Отсутствие скоплений сероводорода в собственно красноцветных терригенных толщах обычно принято связывать с избытком в них реакционноспособного железа, которое, восстанавливаясь до сульфидов, быстро расходует H_2S и препятствует формированию его промышленных залежей [Лондон, 1977; Амурский и др., 1977]. Наоборот, при невысоких содержаниях Fe^{3+} в карбонатных отложениях в сочетании с их значительной пористостью и проницаемостью

они становятся прекрасными резервуарами сероводорода. Любопытно, что тесную связь H_2S именно с карбонатными породами впервые подчеркнул В. И. Вернадский [1917], который считал сероводородные скопления в известняках и доломитах типичными эпигенетическими образованиями, связывая их возникновение с восстановлением сульфатов и образованием горизонтов сероводородных вод.

Другая особенность сероводородных бассейнов заключается в том, что они представляют собой тектонические впадины с элизионным режимом, а залежи газа в них обычно встречаются на больших глубинах (до 4—5 км), при высоких температурах (140—150° С) и давлениях (≈ 600 мПа). В таких термобарических условиях микробиологическая деятельность бактерий полностью исключается. Действительно, как это отметили Г. А. Беленицкая и М. С. Гуревич, «присутствие сульфатредуцирующих бактерий или другой активной микрофлоры в пластовых водах сероводородных комплексов не отмечалось ни в одном бассейне» [Закономерности ..., 1980, с. 122].

Генезис сероводородных залежей в красноцветных формациях принято связывать с четырьмя наиболее вероятными источниками: 1) абиогенным восстановлением сульфатной серы эвапоритовых формаций при взаимодействии с жидкими и газообразными УВ; 2) абиогенным восстановлением сульфатов подземных вод жидкими или газообразными УВ; 3) выделением H_2S из трансформируемого РОВ глини элизионных бассейнов; 4) выделением H_2S из преобразующихся нефтяных залежей.

Химическое взаимодействие сульфатов вод с УВ рассматривалось в качестве важного фактора формирования катагенного сероводорода еще в работах В. И. Вернадского [1915, 1917]. Позднее Е. Бастин [Bastin, 1926] отметил, что при температуре около 700° С метан может вступать в реакцию с сульфатом кальция, восстанавливая его до сульфида и гипосульфита.

Эксперименты С. М. Григорьева [1954] показали, что при температуре 100—150° С в автоклаве за счет воднорастворенных сульфатов и УВ образуется сероводород, что, в сущности, подтвердило двустадийную реакцию Энглера—Гефера



Опыты С. М. Григорьева [1954] казались некоторым исследователям недостаточно убедительными в связи с тем, что в реактор, помимо главных реагентов, он помещал активные осадители H_2S , которые могли способствовать смещению равновесия в сторону образования сероводорода.

Позднее эксперименты по химическому восстановлению сульфатов проводил Х. Сакаи [Sakai, 1957], который показал, что при температуре 500° С в присутствии метана вся масса сульфатов восстановилась полностью. В более современных экспериментах В. Толанда [Toland, 1960] при температурах 300—350° С и давлении 20 атм насыщенные и ненасыщенные УВ окислялись растворенными в воде сульфатами за 1—2 ч, а в результате этого процесса в автоклаве возникали сероводород и элементарная сера.

Термодинамический анализ системы сульфат-ион—метан, проведенный Г. И. Амурским с соавторами [Амурский и др., 1977], позволил утверждать, что взаимодействие метана с сульфат-ионом в водной среде энергетически обеспечено уже при температурах, превышающих 23° С, причем с увеличением температуры возрастает вероятность самопроизвольного протекания реакций Энглера—Гефера или их вероятная скорость. Исходя из

экспериментальных данных, эти исследователи определили минимальный температурный порог процесса в 100—150° С и показали, что большинство сероводородных залежей в карбонатно-эвапоритовых комплексах, имеющих промышленное значение, в СССР и за рубежом связаны именно с этим температурным интервалом (Семан-Тепе, Уртабулак, СССР; Лак, Франция; Баренбург, Букхорст, Дюк, ФРГ и др.).

Абиогенный механизм образования H_2S за счет сульфатов красноцветных формаций подтверждается изучением изотопов серы. Как хорошо показали Г. А. Дарьинская с соавторами [Закономерности..., 1980] на примере Амударьинского, Аквитанского, Урало-Волжского и Западно-Канадского бассейнов, изотопный состав серы сульфатов вмещающих пород, подземных вод, а также сероводорода подземных вод и газовых залежей обычно оказывается чрезвычайно сходным.

Другим геохимически возможным вариантом формирования сероводорода в области высоких термодинамических показателей зоны катагенеза является уже рассмотренное нами выше термokatалитическое разложение РОВ. Оно, по-видимому, впервые проявляет себя достаточно интенсивно при погружении глинистых пород на глубины 1—2 км, где генерируется до 14% H_2S от всего РОВ этого этапа; в дальнейших процессах катагенеза генерируемая сероводородная составляющая постепенно уменьшается. Согласно подсчетам С. Г. Неручева с соавторами [1976], только 3,1% РОВ преобразуется в сероводород на стадии катагенеза.

Не требует особых пояснений то обстоятельство, что подсчеты эти весьма приближенны. В более поздних работах Г. А. Амурского с соавторами [1977], применивших к оценке баланса РОВ ряд формул В. А. Успенского, эта величина изменилась и достигла значений 3,7—6,8%.

Не следует сбрасывать со счета возможность формирования абиогенного сероводорода за счет разложения сернистых нефтей; этот процесс, однако, гораздо чаще реализуется в песчаных и карбонатных пластах-коллекторах. Обычно этот путь образования связывают с широким распространением сернистых нефтей [Каршев, 1978] либо ссылаются на экспериментальное получение сероводорода из сернистых нефтей путем их нагревания до 160—180° С [Наметкин и др., 1934; Плюснин и др., 1939].

Термодинамические расчеты показывают, что взаимодействие нефти и сульфатов вод в принципе также может привести к выделению сероводорода. Однако эксперименты Х. В. Филя и Дж. Л. Калпа [Feely, Kulp, 1957] показали, что нефть обычно кинетически слабо активна и не окисляется такими слабыми окислителями, как сульфаты. Действительно, при взаимодействии нефти с раствором сульфата, по данным этих авторов, при 100° С в течение 81 дня не было обнаружено даже следов H_2S .

Более реальный путь сероводородообразования был обоснован недавно опытами Н. Б. и Р. Б. Валитовых [1975]. Эти исследователи осуществили взаимодействие легких фракций нефти и самородной серы при высоких температурах в присутствии карбонатов, которые служили катализаторами реакции. Оказалось, что при низких температурах сера легко растворяется в легких УВ, вступая с ними в химическую связь, тогда как при нагревании выше 130° С начинает выделяться газообразный H_2S .

В красноцветных сульфатно-карбонатных толщах могут реализоваться все упомянутые выше возможные пути формирования H_2S , и в конечном счете после завершения вертикальной и латеральной миграции этот весьма

активный восстановитель и концентратор способен накапливаться в ловушках, где формирует залежи и скопления различного масштаба.

Итак, нами было показано, что влияние аридного климата на образование красноцветных карбонатных формаций сказывается в том, что в них возникают чрезвычайно контрастные геохимические образования. С одной стороны, благодаря соседству морских эвапоритовых залежей и граувакковых терригенных образований здесь легко формируются металлоносные хлоридные рассолы, содержащие повышенные количества Cu, Pb, Zn, Mo, Re, U, Se и ряда других металлов. С другой стороны, с красноцветными толщами часто ассоциируются «черные» или горючие сланцы, нефтяные залежи и сероводородные скопления, представляющие собой весьма активные геохимические экраны, способные на разных этапах восстанавливать и концентрировать рудные компоненты.

Само по себе соседство металлоносных растворов и разнообразных восстановителей не всегда и не сразу приводит к стратиформному рудообразованию. Дело прежде всего в том, что металлоносные рассолы обычно гидродинамически весьма пассивны; их вертикальные перемещения в красноцветных толщах сильно ограничены и требуют приложения весьма значительных сил извне.

Катагенетическое стратиформное рудообразование в красноцветных карбонатных формациях может осуществляться двумя путями. Так, нисходящие тектонические движения и переход всего осадочно-породного бассейна в стадию элизионного катагенеза могут сопровождаться резким изменением пластовых давлений на больших глубинах и выжиманием рассолов по пластам-коллекторам и зонам разломов. Однако тот же эффект достигается и при усилении тектонических поднятий, внедрении интрузивных масс, складчатости и формировании систем нарушений; изменение термобарического режима вновь будет благоприятствовать усиленной миграции рассолов из недр [Холодов, 1986].

Взаимодействие сильно нагретых металлоносных рассолов с восстановителями и концентраторами (сланцевыми горизонтами, залежами нефти и газа и скоплениями сероводорода), в сущности, и обуславливает все известные в литературе случаи катагенетического стратиформного рудообразования. Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что самые различные стороны этого процесса, протекающего в сформированных породах, таким образом, предопределены еще на стадии седиментации в силу специфики аридного осадкообразования.

В заключение отметим, что изложенную концепцию формирования стратиформных руд Cu—Pb—Zn и других металлов в красноцветных карбонатных формациях вряд ли правильно противопоставлять другим гипотезам. Не вызывает сомнения, что усилением привноса рудных компонентов во время формирования красноцветных и черносланцевых формаций и последующим перераспределением сингенетических металлов при диагенезе [Страхов, 1962; Лурье, 1978, 1986] можно объяснить особенности состава и строения некоторых месторождений Cu—Pb—Zn в красноцветах. Вместе с тем в ряде других случаев трудно отказаться от привноса рудных элементов в карбонатно-красноцветные формации из подстилающих толщ и даже с больших глубин [Шнейдерхен, 1957; Вольфсон, 1962].

Однако предложенный нами катагенетический вариант стратиформного рудообразования, на наш взгляд, логичнее всего объясняет постоянную

приуроченность большинства месторождений Cu—Pb—Zn и некоторых редких металлов именно к красноцветным карбонатным формациям, а также позволяет с единых позиций объяснять постоянную связь этих рудных скопленений с аридным климатом и их заведомо эпигенетические взаимоотношения с вмещающими породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е., Неволин Н. В., Эвентов Я. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 30—40. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов).
- Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Жабрев И. П., Соловьев Н. Н. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов // Сов. геология. 1977. № 5. С. 56—68.
- Амурский Г. И., Гончаров Э. С., Соловьев Н. Н., Жабрев И. П. Закономерности размещения и условия формирования залежей сероводородсодержащих газов // Сов. геология. 1978. № 7. С. 3—16.
- Анисимов Л. А. Закономерности распространения сероводорода в осадочной толще // Сов. геология. 1970. № 3. С. 75—84.
- Анисимов Л. А. Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистого газа. М.: Недра, 1976. 258 с.
- Басков Е. А. О роли вадозных подземных вод рассолов в формировании рудных месторождений // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1968. Т. 155. С. 123—138.
- Басков Е. А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. С. 148.
- Беленицкая Г. А., Гуревич М. С. Месторождения сероводородной серы // Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л. Наука, 1973. С. 186—191.
- Беленицкая Г. А., Гуревич М. С. Закономерности распространения и критерии прогноза месторождений газовой серы // Сов. геология. 1978. № 2. С. 3—20.
- Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974. С. 117—133.
- Бойко Т. Ф. Распределение редких элементов в галогенных отложениях // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 2. С. 457—460.
- Бойко Т. Ф. Распределение редких элементов и некоторых галофильных элементов в водах конечных бассейнов стока // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 6. С. 152—157.
- Бордовский О. К. Органическое вещество морских и океанических осадков в стадию раннего диагенеза. М.: Наука, 1974. С. 1—102.
- Бубнов С. Н. Геология Европы. М.: Изд-во МГУ, 1935. 250 с.
- Валитов Н. Б. Особенности распределения H_2S в нефтяных газах и условия его образования на востоке Русской платформы // Геология нефти и газа. 1977. № 5. С. 68—120.
- Валитов Н. Б., Валитов Р. Б. Роль температурного фактора в формировании сернистых нефтей и катагенного сероводорода в карбонатных коллекторах (экспериментальное исследование) // Геохимия. 1975. № 9. С. 168—205.
- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 253—277.
- Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Экспериментальное исследование перемещения растворов разного удельного веса в пористых породах в связи с вертикальной гидрохимической зональностью // Геохимия. 1963. № 3. С. 312—329.
- Васильев В. Г., Тихомиров Ю. П., Чепиков К. Р. Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 118—129. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов).
- Васильев Ю. М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. М.: Недра, 1967. 220 с. (Тр. МИНХиГП; Вып. 77).

- Вассоевич Н. Б.* О происхождении нефти // Вопросы происхождения нефти. Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 1—98. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 83. Геол. сб., № 1).
- Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В., Чернышев Н. В.* Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1969. № 6. С. 105—130.
- Ведеполь К. Г.* Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в Северо-Западной Германии // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 398—415.
- Вернадский В. И.* Сероводород в земной коре // Природа. 1915. № 7/8. С. 941—958.
- Вернадский В. И.* О сероводороде в известняках и доломитах // Изв. Академии наук. 1917. № 16. С. 1379—1388.
- Власова Н. К.* Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1978. 22 с.
- Вольфсон Ф. И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Гостелтехиздат, 1962. 303 с.
- Григорьев С. М.* О связи между составом и свойствами горючих газов // О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 41—51. (Тр. ИГи АН СССР; Т. 3).
- Гуревич В. И.* О метаморфизме подземных вод в процессах катагенеза // Геология и геохимия. М.: Гостоптехиздат, 1960. Сб. 3. С. 58—79.
- Добрынин В. М.* Изменение максимальной первичной пористости песчаников на больших глубинах // Геология нефти и газа. 1968. № 9. С. 75—96.
- Дроздова Т. В., Чиненов В. А.* Порфирированные структуры в современных и древних отложениях // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 111—121.
- Еременко Н. А., Зхус И. Д., Корж М. В.* и др. Особенности литогенеза нефтегазоносных толщ в разных условиях // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 91—104.
- Еременко Н. А., Ульянов А. В.* Нефтегазоносные толщи мира, их особенности и распространение // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 13—19. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов).
- Жеребцова И. К.* Закономерности поведения редких и рассеянных элементов в процессе сгущения морской воды и особенности их распространения в природных россолах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1969. 35 с.
- Жинью М.* Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 340 с.
- Закономерности размещения и условия формирования месторождений газовой серы / Гуревич М. С., Беленицкая Г. А., Мишнина Т. А. и др.* Л.: Недра, 1980. 239 с.
- Зеленов К. К.* О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 182 с. (Тр. ИГи АН СССР; Вып. 155. Сер. геол., № 66).
- Кабанова Е. С.* Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 3. С. 14—32.
- Карцев А. А.* Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1978. 150 с.
- Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А.* Палеогеогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И.* О возможной генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 2. С. 451—454.
- Киссин И. Г., Пахомов С. И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 52—98.
- Клиточенко И. Ф., Хохлов П. С., Червинская М. В.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 40—53. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов).
- Корневский С. М.* Комплексы полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 298 с.
- Кормилец Ю. С.* О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 133—138.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Об эпигенетических новообразованиях в мезозойских и верхнепалеозойских отложениях Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 120 с.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О корреляции зон регионального эпигенеза и литогенеза в терригенных и вулканогенных породах // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139, № 3. С. 677—680.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и литогенеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 3—18.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 2—12.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакк, их климатическая специфика и связь с полезными ископаемыми // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 323—333. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).

Котлуков В. А. Горючие сланцы Белорусской ССР // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1968. Т. 2. С. 32—81.

Краускопф К. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования // Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 210—233.

Кузнецов И. Г. Месторождения битуминозных известняков Балкарии // Изв. Геолкома. 1928. Т. 47, № 8. С. 110—138.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 192 с.

Лондон Э. Е. Некоторые особенности формирования состава природных сероводородсодержащих газов в карбонатно-эвапоритовых образованиях // Генезис углеводородных газов и формирование месторождений. М.: Наука, 1977. С. 111—119.

Лондон Э. Е., Кузнецов В. Г., Бухвалов А. С. Перспективы поисков месторождений сероводородсодержащих газов // Генезис месторождений самородной серы. М.: Наука, 1974. С. 176—193.

Лурье А. М. Условия миграции меди в красноцветных формациях // Геохимия. 1978. № 6. С. 926—932.

Лурье А. М. Связь скоплений металлов в морских отложениях с подземным палеостоком // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 79—88.

Лурье А. М., Габлина И. Ф. Условия концентрации меди в экзогенном процессе // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 133—143.

Максимов С. П., Панкина Р. Г., Смахтин А. М., Гаврилов Е. Я. Происхождение сероводорода в газах Амударьинской синеклизы // Тр. ВНИГНИ. 1975. Вып. 174. С. 122—134.

Максимов С. П., Розанов Л. Н., Халтурин Д. С. Условия накопления девонских и нижнекаменноугольных отложений Волго-Уральской области в связи с их нефтегазостоемостью // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 19—22. (МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов).

Малинин С. Д. Система H_2O-CO_2 при высоких температурах и давлениях // Геохимия. 1959. № 3. С. 235—245.

Малинин С. Д. Физико-химическая характеристика углекислых терм // Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965. С. 1—75.

Махнач А. А. О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21, № 5. С. 446—449.

Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 353 с.
Минский Н. А. Роль кальцита и монтмориллонита при изменении порового давления в области оптимальных свойств коллекторов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 5. С. 210—215.

Мюллер Г. Диагенез (и катагенез) глинистых осадков // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 122—165.

Наметкин С. С., Казарновская О. И., Соснина Е. Н. Нефти кавказских месторождений // Нефт. хоз-во. 1934. Т. 9, № 37. С. 55—86.

Неймышев М. В. Геохимические ассоциации элементов-примесей в некоторых горизонтах кайнозойской пестроцветной формации Северного Тянь-Шаня // Рассеянные элементы в осадочных формациях Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1967. С. 115—121.

Неручев С. Г., Трофимук А. А., Rogozina E. A. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. С. 161—187.

Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород // Сов. геология. 1965. № 12. С. 69—88.

Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 415—428.

Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 245 с.

Плюснин Н. Н., Никонова А. И., Спасский Е. А. К проблеме устойчивости ишим-баевских нефтей // Нефт. хоз-во. 1939. Т. 46, № 2. С. 11—28.

Потапова Л. И., Гурский Ю. Н. Процесс преобразования органического вещества Черного моря по данным люминесцентно-микроскопического изучения осадков // Геохимия. 1972. № 8. С. 997—1005.

Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах / Хрущев Д. П., Байбаков С. А., Галай С. А. и др. Киев: Изд. ИГ и ФМ АН УССР, 1979. 56 с.

Савченко В. П. Об образовании свободного водорода в земной коре, обусловленного восстановительным действием продуктов радиоактивного превращения изотопов // Геохимия. 1968. № 1. С. 1—14.

Савченко В. П., Яковлева Ю. И. Гидрогеология Оренбургского газоконденсатного месторождения // Геология и разведка газовых и конденсатных месторождений. 1971. № 6. С. 20—26.

Семенович В. В., Гуревич М. С. Задачи изучения сероводородсодержащих газов осадочных пород // Геология нефти и газа. 1979. № 1. С. 25—41.

Серебряков О. И., Грушевой В. Г. Сероводород в Прикаспийской впадине // Геология нефти и газа. 1977. № 8. С. 15—25.

Слосс Л. Л. Связь первичных эвапоритовых отложений с нефтеносностью // Материалы V Международного нефтяного конгресса. М.: Наука, 1961. С. 120—150.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1970. № 6. С. 21—42.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.

Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 288 с.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12—50.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 200 с.; 1962. Т. 3. 531 с.

Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков // Проблемы нефтяной геологии и освещении зарубежных ученых. Л.: ГОНТИ, 1961. С. 84—138.

Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961. Вып. 19. С. 34—44.

Хитаров Н. И., Малинич С. Д. О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 // Геохимия. 1958. № 7. С. 678—679.

Холодов В. Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. 1978. Ст. 1. № 4. С. 21—68; Ст. 2, № 5. С. 22—73.

Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1982. Ст. 1. № 3. С. 12—48; Ст. 2. № 5. С. 3—27.

Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 150 с.

Холодов В. Н. Катагенез и рудообразование // Условия образования свинцово-цинковых и редкометалльных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 3—32.

Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О. Кластические дайки в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 34—37.

Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледа Г. А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 4. С. 3—16.

Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В. К проблеме эпигенетического доломитобразования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 20—35.

Холодов В. Н., Недумов Р. И. Роль органического вещества на ранней стадии формирования «черных сланцев» // Сидикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982. С. 135—147.

Хрусталева Ю. П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов н / Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1978. 207 с.

Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные регенерированные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 12—62.

- Энгельгардт В.* Поровое пространство осадочных пород. М.: Недра, 1964. 250 с.
- Яншин А. Л.* Красноцветные формации // БСЭ. 1953. Т. 25. С. 1011—1024.
- Яншин А. Л.* Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5. С. 21—78.
- Annels A. E.* Some aspects of the stratiform ore deposits of the Zambian copperbelt and their genetic significans // Gisements Stratiformes et Provinces Cuprifères / Ed. P. Bartholome. Ziege: Soc. Geol. Bull., 1974. P. 203—213.
- Annels A. E.* Mufulira graywackes and their associated sulfides // Trans. Inst. Mining and Metal. 1979. Vol. 88. P. 1315—1322. Discuss. P. 13190—13198.
- Bastin E. S.* The problem of natural reduction of sulfates // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1926. N 10. P. 1281—1299.
- Brown A. S.* Zoning in the White Pine copper deposits, Ontonagon County, Michigan // Econ. Geol. 1971. Vol. 66. P. 543—573.
- Brown A. S.* Stratiform copper deposits and pine-exhalative environments // Geol. Soc. Amer. Nat. Meeting Abstr. 1981. Vol. 6. 418 p.
- Burst J. F.* Postdiagenetic clay — mineral environments in the Gulf Coast // Eocene Proc. Nat. Conf. Clay and Clay minerals, 6th Nat. Acad. Sci. Nat. Res. L., 1959. 411 p.
- Burst J. F.* Diagenesis of Gulf Coast clayes sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 1. P. 73—93.
- Clark J.* Field interpretation of red beds // Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol. 73, N 4. P. 98—132.
- Falke H.* Die zusammenhänge zwischen sedimentation, Regional relief und Regional-klimatbim rotbigenden des Saar-Nahe-Gebietes // Geol. Rdsch. 1965. Bd. 54, N 1. S. 102—130.
- Feely H. W., Kulp J. L.* Origin of Gulf Coast salt dome sulphur deposits // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. Vol. 41, N 8. P. 52—83.
- Hager D. S.* Factors affecting the color of sedimentary rocks // Ibid. 1928. Vol. 12, N 9. P. 106—117.
- Krynine P. D.* Petrology, stratigraphy and origine of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut // Conn. Geol. and Natur. Hist. Surv. Bull. 1950. Vol. 73. P. 15—32.
- Miller D. N., Folk K. L.* Occurence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments new approach to significance of red beds // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1955. Vol. 39, N 3. P. 31—54.
- Okamoto G., Takeshi O., Katsumi G.* Properties of silica in water // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 12, N 1/2. P. 321—343.
- Place M. J.* Factors affecting on the soil color // Proc. Okla. Acad. Sci. 1943. Vol. 23. P. 31—54.
- Renfro A. R.* Genesis of evaporite associated stratiform metalliferous deposits a sabhka process // Econ. Geol. 1974. Vol. 69. P. 33—45.
- Rentzsch J.* The Kupferschiefer in comparison whith the deposits of the Zambian copperbelt // Bull. Soc. Geol. 1976. N 4. P. 403—426.
- Sakai H.* Fractionation of sulfur isotopes in nature // Geochim. et cosmochim. acta. 1957. Vol. 12, N 1/2. P. 150—159.
- Sedgwick A., Murchison R.* On the Classification of the Older Rocks of Devonian and Cornwall // Proc. Geol. Soc. L. 1839. Vol. 3. P. 215—240.
- Segnit E. R., Holland H. D., Eiscarai C. J.* The solubility of calcite in aqueous solutions. I. The solubility in calcite in water between 750 and 200° at CO₂, pressure to 60 atm // Geochim. et cosmochim. acta. 1962. Vol. 26. P. 1301—1331.
- Smith G. E.* Sabhka and tital-flat facies control of stratiform copper deposits in North Texas // Okla. Geol. Surv. 1976. Circ. 77. P. 25—39.
- Tolande W. G.* Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate // J. Amer. Chem. Soc. 1960. Vol. 82. P. 156—175.
- Tschanz C. M., Laub D. C., Fuller G. W.* Copper and uranium deposits of the Coyote-district // Mora County. New Mexico. Wash., 1958. P. 343—348.
- Van Houten F. B.* Climatic significance of red beds «Descriptive palaeclimatology». N. Y.: L., 1961. 508 p.
- Vine I. D., Tourtelot E. W.* Geochemistry of Lower Eocene Sandstones in the Rocky Mountain Region // Geol. Surv. Profess. Pap. 1973. Vol. 789. P. 36.
- Walker T. R.* Formation of red beds in modern and ancient deserts // Geol. Soc. Amer. Bull. 1967. Vol. 78, N 3. P. 21—59.
- Werner A.* Kurze klassifikation und Beschreibung der Verschiedenen Gebirgsarten Abhand Böhmisches Ges. der Wiss. Prag, 1786. 582 s.

White D. E., Anderson E. T., Gibbs D. K. Geothermal brine well, mile deep drill may tap prebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism // Science. 1963. Vol. 139, N 3558. P. 11—68.

White W. S. A Paleohydrologic model for mineralisation of the White Pine copper deposits // Econ. Geol. 1971. Vol. 66. P. 1—13.

Williams G. E. Torridonian weathering and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source // Scot. J. Geol. 1968. Vol. 4, N. 2. P. 215—231.

УДК 551.305.1.352.46.0

В. Т. Фролов

ТОЖДЕСТВЕННЫ ЛИ ОКЕАНСКИЕ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ?

Формационный анализ лежит в основе решения все большего числа теоретических и прикладных задач геологии. На нем основаны геотектонический и минерагенический анализы и историко-геологический синтез. Поэтому вполне естественно привлечение его к решению одной из актуальных проблем глобальной геологии, а именно к выяснению соотношений между океанами и геосинклиналями. Формационный анализ действительно может помочь в решении этого вопроса.

Современные взгляды на исторические и генетические соотношения океанов и геосинклиналей разнообразны и включают крайние точки зрения — от признания их полного тождества до резкого противопоставления. Сторонники первой точки зрения для доказательства тождества океанов и геосинклиналей привлекают тождество соответствующих формаций и формационных рядов. Геосинклинали таким образом рассматриваются как океаны на разных стадиях их развития. В этом случае термины «океан» и «геосинклиналь» становятся синонимами, и один из них, как лишний, должен отмереть. Предлагается отказаться от «геосинклинали» (вероятно, как от устаревшего термина) и пользоваться только словом и понятием «океан». Согласно другой точке зрения океаны и геосинклинали — структуры различные и несопоставимые друг с другом. К геосинклиналям могут быть отнесены лишь части океанов, именно их краевые, переходные зоны — континентальные или океанические окраины.

Формационные ряды геосинклиналей в настоящее время хорошо изучены. Они различаются прежде всего степенью магматичности, т. е. разным участием магматических формаций. Для получения достаточно полного представления можно привести лишь два-три примера геосинклиналей — складчатых сооружений разного типа и возраста. Ими могут быть знакомые автору разрезы Урала, Кавказа и современных островных дуг северо-востока Азии.

Формационный ряд средне-верхнепалеозойской геосинклинали Южного Урала — Магнитогорского мегасинклинория [Фролова, Бурикова, 1977; Фролов, Фролова, 1978; и др.] начинается подводной толеито-базальтовой недифференцированной формацией (поляковская свита — верхний силур, мощность до 2—3 км), отвечающей начальной фазе растяжения и глубоких расколов земной коры. Выше залегает ирендыкская свита (нижний девон, 1,5—4 км) — островная дифференцированная базальт-андезит-базальтовая формация с турбидитами, перекрывающаяся карамалыташской свитой

(эйфель, 1—2 км) — подводной приостровной контрастной базальт-риолитовой (или спилит-альбитофировой) формацией с яшмами, свидетельствующей о мантийном (толеитовые базальты) и коровом (риолиты) питании. Следующая, бугульгирская свита (верхи эйфеля — низы живета, 0,2 — 0,3 км) — яшмовая формация, отвечающая эпохе затухания вулканизма на большей части геосинклинального прогиба. Большая часть живета представлена ултауской свитой (до 1—2 км) — островной, наиболее дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией с силицитами, известняками и конгломератами. За ней следует мукасовская свита (конец живета — начало франа, 0,1—0,4 км) — кремневая формация, которая, как и яшмовая, формировалась в период затухания вулканизма.

Новые растяжения земной коры выразились в образовании колтубанской свиты (фран, 1—1,5 км) — островной базальт-андезит-базальтовой формации с турбидитами, перекрытой породами практически авулканичной зилаирской свиты (фамен — нижний турне, 1—2 км) — шлировой и флишевой формациями (в разных структурно-морфологических зонах). В Кизильском прогибе с турне связана березовская свита (1—3 км) — подводная толеитобазальтовая формация с силицитами и известняками. Венчается формационный ряд обломочной шельфовой формацией с локально развитыми наземными вулканитами (пичугинская свита, нижнее визе, до 1—2 км) — трахиандезит-риолитовая формация с андезит-базальтами, которая перекрывается шельфовыми карбонатными формациями с биорифами (уртазымская и шартымская свиты, до 0,5 км, верхи нижнего карбона — верхний карбон). Более молодые пермские и нижнетриасовые отложения развиты практически только за пределами Магнитогорского прогиба — на западном склоне Урала и в передовом прогибе. Это шлировая и молассовая формации с подчиненными эвапоритовой и карбонатной формациями. Общая сводная мощность разреза этой наиболее вулканичной геосинклинали, или эвгеосинклинали, превышает 15 — 17 км.

Формационный ряд вулканичной мезозой-кайнозойской геосинклинали Большого Кавказа начинается терригенными флишевыми и шлировыми формациями нижней юры общей мощностью до 10—12 км. Инициальные толеитобазальтовые и кислые вулканиты большей частью только вкраплены в осадочные и лишь в единичных местах выходят на формационный уровень (южный склон в пределах Восточной Грузии и в Азербайджане). Это контрастные спилит-кератофировые (или базальт-риолитовые) формации, возникшие за счет мантийных и коровых очагов [Ломизе, 1969; Беридзе, 1983; и др.]. Со средней юрой также в основном связаны песчано-глинистые толщи мощностью до 10—12 км: флишевые, реже шлировые, единично (нижний байос, до 3 км) порфиритовая островная формация. Некоторые части разреза, как и в нижней юре, обычно относят к аспидной формации. Верхняя юра в разных зонах петрографически почти однообразна — в основном карбонатная. В формационном плане она различна: на южном склоне — флишевая, на северном — шельфовая и рифовая, а также эвапоритовая.

Нижний мел более разнообразен петрографически и формационно (флиш, может быть, аспидная формация, карбонатная и песчаная шельфовые формации), суммарная мощность до 3—4 км. Верхний мел представлен карбонатным флишем и планктоногенной известняковой формацией (до 3—4 км). Палеоген, сводная мощность которого также не менее 3—4 км, включает карбонатный и терригенный флиш, планктоногенные известняковые формации,

а также мощную (до 1,5 км) глинистую глубоководную формацию (майкопская свита олигоцена — нижнего миоцена). Большая часть миоцена — шельфовые терригенно-карбонатные формации умеренной (до 1, реже до 2 км) мощности, а также, возможно, шпир. Плиоцен-четвертичные отложения — мощная (до 2 км) молассовая формация. Суммарная сводная мощность геосинклинального разреза свыше 20 км.

Формационный ряд Курильской островной дуги экспонирован над уровнем моря только верхней своей половиной [Сергеев, 1976; Васильев и др., 1979; Фролов, 1984]. Наиболее древние его члены — верхнемеловые формации — известны на Малой гряде на о-ве Шикотан: крабозаводская свита (видна только верхняя ее, кампанская или сантонская, часть; 150—200 м) — глубоководная толенто-базальтовая недифференцированная формация, накапливавшаяся у подножия вулканического хребта, очевидно, геантклинальной структуры. Выше залегает подводная коллювиальная формация вулканитового состава — хромовская свита (кампан, 0,5 км), постепенно сменяющаяся малокурильской свитой (маастрихт, до 1 км). С палеогеном связан перерыв — свидетельство геантклинальной стадии. Только в среднем миоцене возобновилось на некоторое время осадконакопление, когда сформировалась зеленцовская свита (свыше 0,5 км) — островная и наземная вулканическая базальт-андезитовая формация, в основном туфовая. На склонах накапливается, по крайней мере с неогена, терригенно-диатомитовая флишевая формация [Фролов и др., 1979; Васильев и др., 1979; Происхождение..., 1985].

На сопряженной с Малой грядой Большой Курильской гряде разрез известен с нижнего—среднего миоцена, когда сформировались дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые, местами контрастные вулканиты (кунаширская свита на о-ве Кунашир и васильевская свита на о-ве Парамушир, до 1,2 км), свидетельствующие о средних геосинклинальных стадиях. Выше залегает диатомитовый флиш (ловцовская свита на о-ве Кунашир и шумновская свита на о-ве Парамушир, до 1,3 км), который на юге (о-в Кунашир) перекрывается островной андезит-дацит-риолитовой формацией (алехинская свита, 1,2 км) с игнимбритами. На севере развита флишевая апикальная формация (округловская свита, верхний миоцен — нижний плиоцен, свыше 1 км). Возобновление растяжений произошло в позднем плиоцене, что привело к накоплению океанской (на севере гряды) и головнинской (на о-ве Кунашир) свит (свыше 0,5 — 0,7 км) — островных базальтовых формаций, включающих обломочные коллювиальные образования. Вулканизм происходил в плейстоцене и голоцене и продолжается ныне. С ним связано появление базальт-андезитовых островных формаций, а в прилегающих прогибах и на подводных склонах — коллювиально-флишевой формации. Общая мощность обнаженных толщ 6 км и более. Глубинные включения в лавах и осадочных породах позволяют считать, что ниже залегают более древние суперкрупные вулканические и осадочные образования более ранних стадий развития геосинклинали, а также сиалический фундамент, вероятно, раннемезозойского или палеозойского возраста.

Разрез и формационный ряд Алеутской островной дуги, в частности Командорских островов, во многом тождественны разрезам Курил. Над уровнем моря расположены лишь эоценовые (возможно, и верхнепалеоценовые) слои. Это преображенская серия (видимой мощностью 1,2 км), а ниже — медновская свита (свыше 0,6 км), принадлежащие к дифференцированной остров-

ной андезит-дацит-риолитовой формации, где осадочные компоненты в значительной мере имеют коллювиальное происхождение. Она несогласно перекрывается терригенно-вулканитовым флишем с подводными шаровыми базальтами (0,6 км) которые за пределами о-ва Медного (Командорские острова), вероятно, образуют соответствующую формацию.

Олигоцен—ранний миоцен — авулканичный флишевый этап, начавшийся, вероятно, еще в эоцене, — это беринговская серия (1800—2000 м), в составе которой до 30% приходится на опоки и диатомиты. В среднем миоцене сформировалась вулканогенная юшинская свита (свыше 0,6 км): островная базальтовая — андезит-базальтовая формация с заметным участием субщелочных базальтоидов, которые свидетельствуют об активности коровых очагов. С плиоцен-четвертичным временем связаны маломощные вулканические, дифференцированные до риолитов (водопадская свита, 400 м), и осадочные островные формации, а у подножия — коллювиально-флишевая формация с существенным участием диатомитов. Общая мощность обнаженной части разреза свыше 4 км. Обилие обломков более древних яшм, кварцитов, гранитов, сланцев, аркозовых песчаников свидетельствует о разрушении пород древнего фундамента Алеутских островов и о заложении структуры островной дуги — в миоцене или плиоцене — на более древнем геосинклинальном субстрате, а не на океаническом ложе.

Все приведенные примеры геосинклиналей, как внутриматериковых, так и окраинных, позволяют выявить ряд общих черт, которых значительно больше, чем различий. Это прежде всего (см. таблицу) большие, даже очень большие (1—5 км), мощности формаций и их серий или рядов (до 15—20 км); линейная форма в плане, отвечающая узкозональной форме геосинклиналей (узким, до первых сотен километров, прогибам и поднятиям); преобладание симметричной структуры формаций, цикличное строение в разрезе; большие скорости осадконакопления при неравномерном режиме; широкое распространение перерывов и элювиальных образований (подводных и субаэральных); резкая фациальная изменчивость вкост простирания структур; контрастность рельефа; наличие глубоководных прогибов и др. Отсюда парагенетические ассоциации (парагенотипы) отложений, отличающиеся разнообразием и часто контрастностью: подводные и наземные, мелко- и глубоководные, прибрежные и удаленные от берега, осадочные экзогенные и вулканические.

Следует отметить резкое преобладание субаквальных, часто глубоководных отложений, а нередко и вулканических. Активный тектонический режим проявляется в дифференцированности движений, причем не только темп и амплитуда, но и знак их меняется часто на коротких расстояниях (вкост простирания). Из осадочных формаций господствует (до 70% разреза) флиш, шпир, моласса; обычны планктоногенные кремневые и известковые, рифовые шельфовые и береговые, эвапоритовые, латеритно-элювиальные толщи. Вулканические формации максимально разнообразны по составу, среде образования и дифференцированности: от недифференцированных, толеитобазальтовых до сильно дифференцированных и даже контрастных, базальт-риолитовых. Широко развиты туфы, как формациеобразующие, так и акцессорные.

Специфичен и химический состав, а в более широком плане — и геохимия пород: представлены практически все петрохимические типы (нормальной щелочности и щелочные и др.), их калиевость и калий-титановый модуль

Сопоставление геосинклинальных и океанских формаций

Признаки	Формации	
	геосинклинальные	океанские
Мощность	1—5 км	5—500 м
Мощность серий (рядов), км	До 15—20	До 1—2
Форма в плане	Линейная	Изометричная и субизометричная
Формационная структура	Асимметричная преобладает	Симметричная
Текстура	Циклитовая	Без ясной цикличности
Состав	Вулканитовый и экзогенно-осадочный	Экзогенно-осадочный и вулканитовый
Скорости седиментации	Большие, часто лавинные	Малые
Режим осадконакопления	Неравномерный	Относительно равномерный
Перерывы осадконакопления	Обычны и часты	Относительно редки
Выветривание	В основном наземное	В основном подводное
Фациальная изменчивость	Резкая, особенно вкост простираения	Слабая
Рельеф	Расчлененный, контрастный	Плоский или малоамплитудный
Парагенотипы	Разнообразные и контрастные: подводные и наземные, мелко- и глубоководные, прибрежные и удаленные от берега	Относительно однородные и однообразные, в основном глубоководные, биогенные и элювиальные
Осадочные формации	Флишевые, шлировые, молассовые, планктоногенные силицитовые и карбонатные, рифовые шельфовые и береговые, эвапоритовые; латеритно-элювиальные	Планктоногенные силицитовые и известковые, гемипелагическая глинистая, подводная элювиальная (красная глина), рифовая атоллочная
Вулканические формации	Разнообразные по составу и дифференцированности	Однородные и однообразные недифференцированные
Калиевость и калий-титановый модуль	Высокие	Низкие
Туфы	Обычны	Редки
Тектонический режим	Активный	Пассивный
Влияние климата	Слабое	Сильное

высокие, хотя по общей щелочности ряды геосинклинальных вулканитов сходны с океаническими. Минерагенические особенности определяются отрицательным влиянием при концентрации рудных элементов больших скоростей седиментации, важнейшим значением вулканизма и эндогенных процессов во многих геосинклиналиях, развитием угленосных и нефтегазоносных формаций в краевых частях геосинклиналей, наличием кор латеритного выветривания с бокситами, железными рудами и каолинами.

Формационные ряды мезозойско-кайнозойских океанов [Безруков, Мурдмаа, 1971] сходны и состоят из формаций: толентовых базальтов срединно-океанических хребтов (мощностью до 1—2 км) и несколько более разнообразных базальтоидов других вулканических хребтов; планктоногенных кокколитофораминиферовых и радиолярнево-диатомовых отложений (мощность — метры—десять метров, реже до 100—200 м); атоллочной рифовой (до 2 км) с резко меняющейся мощностью по простираению цепи островов; гемипелагических глин (десятки — первые сотни метров), обычно являющихся дистальными фациями глубоководных конусов выноса; пелагической

красной глины (5—15 м). Последняя является подводно-элювиальной формацией, распространенной на огромных площадях океанических котловин ниже критической для карбонатов глубины (глубже 4500 м). Формации глубоководных, особенно гигантских конусов выноса Ганга—Брахмапутры, Инда, Амазонки, Нигера и других достигающих по длине 4000 км и по мощности 4000 м, хотя и заходят в пределы океанических котловин, но в основном принадлежат к переходной зоне, именно к континентальному подножию, входящему, по нашим представлениям, в состав современных окраинно-континентальных (или окраинно-океанических) геосинклиналей.

Океанические формации, как и геосинклинальные [Зоненшайн, 1972; Ломизе, 1983; Хаин, 1973, 1974; Цейслер, 1977], характеризуются существенными общими чертами, резко отличающимися их от геосинклинальных. Это прежде всего малые мощности — метры—десятки, редко сотни (в приконтинентальных зонах) метров. Локально лишь базальтовые и рифовые формации приближаются к геосинклинальным по мощности. В целом же их мощности меньше геосинклинальных на один-два порядка, и это сохраняется на протяжении всей истории океанов, т. е., по существу, на протяжении периода, равного геотектоническому геосинклинальному циклу [Хаин, 1973]. Второе отличие — изометричные обширные площади развития, частая асимметричность строения, четкое отражение широтной климатической зональности. Режим осадконакопления здесь относительно равномерный, скорости седиментации самые низкие, отличающиеся на несколько порядков от скоростей геосинклинальной седиментации. Следует отметить редкость перерывов, пассивность тектонического режима, слабую фаціальную изменчивость, неясную и малохарактерную цикличность, малорасчлененность рельефа, а также преобладание подводного, химического и биологического выветривания. Парагенетические ассоциации отличаются относительным однообразием и однородностью; в основном глубоководные, биогенные и элювиальные.

Таковы же и главные формации. Вулканические формации — однородные по составу, малодифференцированные или недифференцированные, толеитобазальтовые или базанитовые. Туфы редки, калиево-калий-титановый модуль низкие. Минерагенические особенности определяются как эндогенными процессами — гидротермальной деятельностью (сульфидные и другие руды, вулканический элювий), так и экзогенной концентрацией элементов, например подводным элювиальным процессом (железомарганцевые конкреции, богатые медью, свинцом и цинком), а также биогенной седиментацией. Из-за отсутствия кислых вулканитов на океаническом дне не формируются многие рудные месторождения, связанные с ними, или масштабы их образования незначительные (золото, серебро, цветные металлы и т. д.). Отсутствие грубых обломочных осадков и нехарактерность россыпных месторождений свидетельствуют о господстве гравитационных процессов и подчиненности гидрогенных.

Отмеченные выше различия геосинклинальных и океанических формаций нельзя объяснить последующей деформацией или другими изменениями, например сжатием во время складкообразования или «соскабливанием» при субдукции. Эти различия, первичные и глубокие, определяются принципиально иными геотектоническими режимами и геологической историей, по крайней мере на некоторых ее отрезках. Океанические формации образовывались при пассивном тектоническом режиме и больше имеют общего с платформенными

ми, чем с геосинклинальными, как на это впервые обратила внимание Г. Л. Кириллова. Господствующий тектонический режим геосинклиналей активный.

По всем перечисленным выше (см. таблицу) объективным признакам и по геологическим условиям становления геосинклинальные формации больше противоположны океаническим, чем тождественны им. Геосинклинальные формации, и в особенности формационные ряды, — не океанические. В них нет ни одной черты сходства, хотя на породном уровне можно такое сходство увидеть. Например, радиоляриты геосинклиналей, включая и радиоляриты офиолитовых зон, можно посчитать аналогами радиоляриевых илов современных океанов. Однако это будет ошибочным выводом, так как радиоляриты накапливались в разных геологических обстановках. Здесь имеет место широко распространенная в геологии конвергенция признаков, сильно усложняющая познание генезиса осадков и пород. Но ею нередко просто пренебрегают или о ее существовании не подозревают, что зачастую приводит к скороспелым палеогеографическим или палеотектоническим заключениям. Геосинклинальные формации возникли в иных сегментах Земли, чем океанические, хотя эти сегменты нередко были частями единых океанов.

Основное отличие геосинклинальных зон может быть определено как морфологическое. Это относительно узкие, протяженные (на тысячи километров) структуры, занимающие, как правило, пограничное положение, будь то границы литосферных плит или границы их частей, в том числе и внутри континентов. Всегда было известно, что необходимыми свойствами геосинклиналей являются контрастность, значительный градиент вертикальных движений (при практически любых горизонтальных перемещениях) и интенсивность питания осадочным (терригенным, вулканогенным, биогенным) материалом, по крайней мере для некоторых прогибов, особенно краевых. Без достаточно больших масс рыхлого осадочного материала геосинклинальный процесс протекал бы вяло или вообще не мог бы реализоваться. Постоянный дефицит этого материала на океаническом ложе обрекает его на стабильность и пассивность в течение нескольких геотектонических циклов первого порядка.

Итак, геосинклинали, по-видимому, не были ранее океанами. Некоторые, из них были окраинами континентов или окраинами океанов. Их развитие нередко сопровождается проградацией, продвижением к центру океана. При обратной тенденции, в процессе океанизации, проходя геосинклинальное развитие, деградируют континенты, что имеет место на северо-востоке Азии.

Проблема палеозойских и более древних океанов остается открытой.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 107—127.
- Беридзе М. А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1983. 192 с.
- Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 220 с.

Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклиналичного вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.

Происхождение вулканических серий островных дуг / Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др. М.: Недра, 1985. 238 с.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Фролов В. Т., Бурикова И. А., Гуцин А. В. Зоны высокой магматической проницаемости южной части Малой Курильской гряды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54(5). С. 40—46.

Фролов В. Т., Фролова Т. И. Регионально-стратиграфическая схема среднепалеозойских образований. Магнитогорского мегасинклинория и ее историко-геологическое содержание // Проблемы стратиграфии и региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 140—152.

Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклиналичный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1974. № 2. С. 3—21.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.

УДК 55.001:553.98

Ю. К. Бурлин, В. С. Лямин

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Понятие о системах является общеполософской категорией и используется в структурно-системном анализе. Предметом настоящей статьи является сравнительно узкий вопрос — об осадочных формациях как системах, которые могут быть нефтеносными. В качестве краткого введения целесообразно изложить некоторые общие определения и закономерности системного анализа, необходимые для данной работы.

С философских позиций система есть совокупность элементов (отдельных компонентов), связи между которыми сильнее их связей с окружающей средой. Во временных рамках своего существования система обладает определенной устойчивостью и автономностью, что проявляется в некоторой ее замкнутости (закрытости). Несмотря на эту закрытость, которую можно рассматривать как внутреннюю динамическую замкнутость процессов в границах системы, внешняя среда является условием существования системы, так как из нее поступает вещество, энергия и в нее же удаляются продукты развития системы. Таким образом, существование системы определяется как внешними условиями, так и внутренними факторами, связями. В историческом плане система не может преобразовываться, она может быть лишь элементом какого-то ряда систем, взаимосвязанных между собой. При этом существуют связи между системами: результаты (и продукты) развития одной, допустим ранее существовавшей, системы являются условиями развития последующей.

Для всякой системы характерно саморазвитие без коренной ломки. Саморазвитие обеспечивается взаимодействием системообразующих компонентов,

нередко противоречивых по своим свойствам или по своей организации. Наличие таких противоречий в системах является причиной специфических форм движения. Сущность движения связана с производством и воспроизводством отдельных компонентов системы, которые осуществляются по разным законам в конкретных системах.

В геологических системах производство и воспроизводство компонентов происходят в соответствии с физико-химическими и химико-органическими законами. Геологические формации рассматриваются как естественные исторические комплексы (или ассоциации) горных пород, отражающие в запечатленном виде этапы развития определенных геоструктурных элементов земной коры. В то же время они продолжают развиваться далее. Геологическую формацию можно рассматривать и как подвижную динамическую систему, обладающую определенным постоянством в определенных параметрах времени и пространства. Отдельные формации являются почти всегда компонентами более крупных систем (осадочных, осадочно-породных бассейнов и др.). Сущность развития таких крупных систем проявляется во взаимодействии, взаимовлиянии формаций.

Для саморазвивающихся систем существенными являются их внутренние связи. Осадок (однородный) — относительно замкнутая саморазвивающаяся система, которая наследует черты существовавшего до того в водном бассейне биоценоза и накапливающегося минерального материала, т. е. развитие осадка на определенном этапе и уровне опосредованно. Из существовавших на предыдущем этапе систем происходит передача некоторых признаков, которые в новой комбинации будут выступать как системообразующие факторы, хотя решающими для развития будут те противоречия, которые определяются разнородными компонентами осадка. В системе осадка органическое вещество (ОВ) является наиболее важным внутренним фактором. Роль внешних факторов, внешних условий до определенного этапа мало-существенна.

После определенного момента для дальнейшего развития может стать необходимым взаимовлияние других систем. Системы раскрываются, на базе двух или нескольких относительно меньших возникает более крупная. Новая система возникает тогда, когда ее составные части объединяются общими процессами: т. е. когда возникают новые системообразующие связи. В качестве простого примера можно привести глины и обломочные породы. Сначала процессы в них протекают достаточно изолированно, затем, с какого-то момента, они объединяются общими транзитными процессами (переток поровых вод и особенно отжатых связанных вод из глин, обмен катионами, продуктами разложения ОВ и т. д.) — возникает новая система. Мы знаем, как по-разному преобразуются однородные глинистые толщи и толщи переслаивания глин с другими породами. Материалы бурения на больших глубинах в Мексиканском заливе и на Бакинском архипелаге убеждают нас в том, что в мощных глинистых толщах, не содержащих коллекторских прослоев, отток отжатой связанной воды (которая также выносит углеводороды) затруднен. Это наряду с другими факторами приводит к запаздыванию, задержке всех процессов катагенеза как в минеральной (трансформация глинистых минералов), так и в неминеральной части породы.

В качестве отступления надо заметить, что некоторые разности пород даже в однородной толще в силу своих внутренних свойств ведут себя по-другому. Так обстоит дело с силицитами биогенного происхождения. В них

в результате внутренних преобразований (под влиянием внешних условий) изменяются структура и минеральные разновидности даже без привноса дополнительного материала или ухода продуктов. Преобразование происходит как бы в замкнутой, закрытой системе. Здесь, подобно тому как это отмечается в диагенезе, внутренние факторы, внутренние связи являются ведущими и обеспечивают развитие системы. В случае же глин дальнейшее развитие и преобразование требуют как бы раскрытия элементарной системы. В новообразующейся системе с переслаиванием разных отложений основой движения становятся противоречивые свойства глинистых и более крупно-обломочных образований, состоящих из минеральных компонентов с другими свойствами. Развитие и преобразование всех составных частей системы здесь протекают более полно.

Ведущим в этих системах является первичный состав пород, отражающий основные результаты развития предшествующей системы диагенеза. Внешними факторами, определяющими «качество окружающей среды», служат температура, давление, поступление ювенильных вод, эманаций и т. п. Системообразующие связи являются по существу физико-химическими.

Пространственно-временные показатели системы определяются состоянием окружающей среды. Временная характеристика выражается в интервалах между слоями, в цикличности строения и т. п.

Таким образом, факторами развития такой системы, как формация, являются: 1) особенности образования и первичный состав осадков; 2) время как история и длительность развития формации; 3) «качество» окружающей среды — ее физико-химические, геолого-минералогические и унаследованные географические признаки.

Знание внутренних законов строения важно для прогнозирования свойств системы. Это относится к нефтеносности осадочных формаций и к другим практически важным качествам.

Нефтегазоносными являются многие осадочные формации. Нефтеобразование протекает с теми или иными особенностями в зависимости от типа осадочной формации. Для интенсивной генерации и созревания УВ в среде нефтематеринских пород требуются конкретные условия, специфичные для данной формации. Кроме того, каждая формация характеризуется своими обстановками и временем возникновения природных резервуаров и коллекторов. Различия в проявлении максимума углеводородообразования (раньше или позже, интенсивнее или слабее) под влиянием различной минеральной среды и состава исходного ОВ отражают роль и участие внутренних свойств на фоне влияния внешних факторов.

На примере осадочно-породных бассейнов континентальных окраин рядом авторов было показано, что при реализации процессов нефтегазообразования важную роль играют различия в составе материнских пород, скорости их накопления, литификации и последующих изменений. Интересно рассмотреть в этом отношении терригенно-кремнистые толщи, развитые в кайнозойских бассейнах Тихоокеанского кольца и других районов. Отложения со значительным содержанием органогенного кремнистого материала (диатомиты, туфодиатомиты), обогащенные ОВ с повышенным содержанием соединений алифатической и алициклической структуры (алинового типа по Н. Б. Вассоевичу), становятся материнскими для нефтяных углеводородов (УВ) уже в самом начале катагенеза, в более мягких внешних термобарических условиях, т. е. очень рано по сравнению со многими толщами иного

состава. Нафтидогенез (под влиянием внешних факторов, но обусловленный внутренними свойствами системы) в разных формациях происходит особым образом. Эти различия нефтеобразования в разных формациях позволяют ставить вопрос о формационной нафтидогении.

На каком этапе «работают» формации, когда в наибольшей степени реализуют интересующие нас свойства? В этой связи встает другой вопрос — об эволюции однотипных формаций: карбонатных, терригенных, кремнистых и др. Разный состав глинистых минералов в однотипных терригенных формациях предопределяет разную интенсивность и глубинный диапазон нефтеобразования.

Формации как специфические системы одновременно являются компонентами более крупной системы — осадочно-породного бассейна. Если для развития формаций существенны протекающие в них минерально-химические преобразования, то развитие бассейна обусловлено взаимодействием между формациями, его образующими. Эти два процесса — развитие формаций и развитие бассейна — настолько диалектически связаны, что их нельзя рассматривать вне воздействия одного на другой. При этом направленность развития осадочно-породного бассейна создает определенные условия для развития образующих его формаций. А изменение этих последних оказывает специфическое влияние на его эволюцию.

Подобная субординация бассейна и формации раскрывает нам действительную связь как геолого-географических условий, в которых происходит развитие бассейна, так и минералого-химических условий развития формаций. Процессы минерало-петрогенеза, происходящие в формациях, «снимают», таким образом, особенности собственного внутреннего содержания и влияние геолого-географических условий формирования бассейна, к которому они принадлежат.

Степень открытости—закрытости систем очень сильно влияет на полноту реализации внутренних свойств, законченность протекающих в них процессов, в том числе нефтегазообразования.

Динамика развития нефтегазоносных бассейнов и рождение нефти в их недрах наиболее полно раскрываются при системном подходе, который позволяет выяснить время генерации, понять особенности формирования и распределения скоплений УВ. Внешние условия являются определяющими в большинстве случаев для функционирования системы. Условия преобразования всякой породы зависят от окружения, в котором находится эта порода. Но есть этапы, общие для всех отложений (например, диагенез), и ситуации для определенных типов пород, когда собственные внутренние движущие факторы системы выступают на передний план. Это системы с наиболее сильными внутренними связями.

Современный подход к нефтегазообразованию предполагает наличие некоторых условий, определяющих существование систем, в пределах которых зарождаются, развиваются, достигают максимума, а затем и угасают процессы генерации УВ и формирования их скоплений.

В настоящее время накоплено много фактов, подтверждающих связь в природе всех органических соединений, начиная со структурных белков и других групп в живых организмах и кончая графитоподобным веществом в зоне метабенеза. Известная последовательность событий, одним из звеньев которой является нефтеобразование, строится по схеме: живое вещество биосферы → захороненные в осадках продукты деструкции этого вещества

и метаболиты → дальнейшее разложение ОВ в диагенезе, где оно является ведущим фактором, → преобразование ОВ среди минеральной части, где ведущая роль переходит уже к другим факторам, → возникновение УВ нефти. На этом цепочка, конечно, не заканчивается, потому что с формированием скоплений нефти начинается новый этап. Большинство углеводородных газов тесно связаны с нефтью единством происхождения, хотя в то же время они являются частью мощного круговорота газообразных веществ, охватывающего все оболочки Земли. На каком-то этапе две цепочки событий переплетаются. Газообразование является все же более всеобъемлющим процессом. В настоящей работе упор делается на нефтеобразование.

Общие закономерности, описывающие перечисленный выше ряд явлений, были намечены в трудах И. М. Губкина, а затем развиты И. О. Бродом, А. А. Трофимуком, Н. Б. Вассоевичем, А. М. Акрамходжаевым, Н. А. Еременко, С. П. Максимовым, С. Г. Неручевым, А. Э. Конторовичем и многими другими известными учеными у нас в стране и за рубежом. В данной статье рассматриваются основные ступени этого ряда с методологических позиций в целях определения роли внешних условий и внутренних факторов. Хотя преобразование ОВ в осадках и породах является составной частью литогенеза, генерация УВ шире рамок литогенеза, в этом есть некое диалектическое противоречие. Генерация УВ начинается раньше и может продолжаться за пределами рамок литогенеза.

При современном подходе к нефтегазообразованию необходимо рассматривать совокупность условий, некоторую систему, существующую на каждом этапе. В недрах этой системы происходят процессы, результаты которых отражаются в развитии последующих систем. В данной статье анализируются силы структурных связей между элементами системы. Характеристика системы неотделима от условий ее существования. Поэтому необходим анализ взаимодействия внешних и внутренних факторов, контролирующих развитие системы. В системном анализе необходимо разграничение объективных и субъективных сторон, как отмечает Д. М. Гвишиани [1979]. В геологии важно правильно оценивать роль тех и других факторов на каждом этапе. Начиная с предыстории нефтегазоносного бассейна на каждом уровне его развития выделяют саморазвивающиеся независимые системы: водный бассейн с биотой → осадок на стадиях син- и диагенеза → осадочная свита → нефтегазоносный комплекс. Зависимость систем, каждой последующей от предыдущей, проявляется только в одном направлении — в последовательной смене их в указанном ряду.

Внешние и внутренние условия или факторы на каждом уровне играют разную роль. Внешние условия особенно сильно влияют на начальные и конечные члены упомянутой цепочки системы, в которых зарождается и угасает нефтегазообразование. В системе водного бассейна состав растворенного, взвешенного и живого ОВ во многом предопределяет масштабы и темпы будущей генерации УВ. Преобладание вещества растительного или животного происхождения зависит от климатической зоны, в которой расположен бассейн. Биоценозы водных организмов чутко реагируют на изменение внешних условий. Как показали исследования советских биологов и геохимиков, существует общая генеральная направленность в развитии биоценозов, что отражает необратимую эволюцию жизни. Это, в свою очередь, в определенной степени находит отражение в составе нефтей.

В массе ОВ, размещенной между фотическим слоем и осадком, в зависи-

мости от сочетания внешних гидростатических и гидродинамических факторов (глубина, направления течений, изменения рН и Eh среды) происходят те или иные потери, что предопределяет количество захороняющегося ОВ. Однако в некоторых случаях может отмечаться даже увеличение его массы уже в осадке. Все это в значительной мере обуславливает потенциал будущих нефтематеринских толщ.

На следующем, диагенетическом этапе осадок как система наследует черты биоценоза. Определяющим фактором для этой новой системы является результат (итог) развития предыдущей системы. Происходит передача некоторых признаков, которые в новой комбинации будут выступать как системообразующие факторы.

В системе осадка ОВ является наиболее могучим физико-химическим фактором, значение которого увеличивается по мере того, как роль внешних системообразующих факторов, внешних условий ослабевает. При диагенезе в осадке все более возрастает значение соединений липидно-липоидной природы — от углеводов, жирных кислот до геополимеров различного строения, входящих в состав нефтематеринского вещества. Геополимеры наследуют в своих структурах строение биополимеров-предшественников, поэтому мы и можем говорить здесь о влиянии результатов развития предыдущей системы на последующую.

Уменьшение влияния внешних факторов на систему осадка проявляется уже в том, что геополимерная форма существования липидно-липоидных соединений сохраняет устойчивость до начала катагенеза и даже несколько дольше. Количественная характеристика и качественный состав полимеров зависят от типа организмов, преобладавших в предыдущих системах. Поскольку биосфера эволюционирует, эволюционирует и нефтеобразование [Лопатин, 1979].

Далее трансформация систем происходит уже на породном уровне. Здесь вновь отмечается усиление влияния внешних факторов среды (повышение температуры, радиоактивности), но уже в породных системах, существующих на стадии катагенеза.

На этом уровне в качестве систем выделяются породные ассоциации. Вопрос об относительной роли внешних и внутренних факторов здесь рассматривается в связи с вопросом о времени нефтеобразования. При сдвиге этого процесса на более раннюю стадию (диагенез, может быть, протокатагенез) на первое место выступают, как это было в диагенезе, внутренние факторы системы и свойства ОВ как ее части.

При образовании основной массы УВ на более поздних этапах, уже в катагенезе (главная фаза нефтеобразования), основная роль принадлежит внешним факторам, особенно главному из них — повышению температуры — термическому влиянию. Как выразился А. А. Трофимук на одной из лекций в Московском университете, в недрах осадочного бассейна под влиянием тепла возникает котел-реактор. Основные изменения в ОВ здесь связаны с деструкцией геополимеров, лавинообразное нарастание процесса приводит к своего рода скачку в массовом распаде и выделению подвижных продуктов, составляющих, как писал Н. Б. Вассоевич [1975], основную массу бензиновой и керосиновой фракций нефти. Это — основное содержание главной фазы нефтеобразования (ГФН).

Нефтегазоносными являются многие осадочные формации. Существенной задачей становится выявление их относительной роли в образовании

нефти. Нефтеобразование специфично в осадочных формациях различного типа. В историческом плане важно выяснить, на каких этапах и каким образом осадочные формации, содержащие потенциально нефтематеринские свиты, превращаются в нефтегазоносные комплексы. Каждая формация реализует свой потенциал в конкретных условиях, наиболее благоприятных для интенсивного возникновения и созревания УВ,— в среде нефтематеринских пород. Кроме того, каждая формация характеризуется своими обстановками и временем формирования природных резервуаров и коллекторов. Это важно, так как реализация потенциала нефтематеринских пород в дальнейшем будет зависеть от наличия или отсутствия коллекторов. Различия в проявлении максимума углеводородообразования (раньше или позже, интенсивнее или слабее) под влиянием различной минеральной среды и состава исходного ОВ отражают роль и участие внутренних свойств на фоне решающего влияния внешних факторов.

Некоторые примеры влияния минеральной среды были приведены В. В. Ивановым [1980], Ю. К. Бурлиным с соавторами [1976] и в более поздних исследованиях [Бурлин, 1981] на материале по осадочно-породным бассейнам континентальных окраин.

В приведенных выше примерах показано, что кремнистые толщи реже других в более мягких термобарических условиях могут становиться нефтематеринскими. Кроме повышенного содержания и благоприятного состава исходного рассеянного ОВ, это связано с быстрой трансформацией кремнезема, которая сказывается не только в изменении поверхностной энергии минеральной решетки (с отдачей части ее на преобразование органики), но и в перестройке структуры гидратированной воды. Эти специфические свойства кремнистых осадков, входящих в состав нефтематеринских свит, в частности раннее начало генерации нефтяных УВ на глубине до 500—700 м, были отмечены и в других нефтеносных районах, например в Калифорнии. Такую специфику кремнистых толщ в нефтеобразовании определим как биокремнистый фактор. Нафтидогенез под влиянием внешних условий, но обусловленный внутренними свойствами системы, здесь происходит особо.

Нефтеобразование протекает специфично и в других толщах. Известно, например, влияние соленосных толщ на процессы преобразования пород и содержащихся в них веществ (ОВ, воды и др.) в недрах. В целом катагенез, преобразование минералов и генерация УВ здесь задерживаются. Определенными особенностями характеризуются и процессы преобразования ОВ в карбонатных толщах. В принципе можно выстроить ряд формаций по времени и масштабности нефтеобразования, а с привлечением некоторых формаций и газообразования — в зависимости от внешних и внутренних условий, т. е. составить диаграмму нафтидогении. Она будет, в частности, отражать как бы дисперсию главной фазы (зоны) нефтеобразования по формациям.

Весьма существенное значение имеет эмиграция образовавшихся УВ. Осадочный нефтегазоносный бассейн является природной целостной системой, состоящей, как известно, из подсистем или систем более низкого ранга — нефтегазоносных комплексов. Открытость—закрытость систем очень сильно влияет на полноту реализации внутренних свойств. Созревшим УВ необходимы пути движения и такие участки, где они могли бы скапливаться. В вышеприведенном примере по Мексиканскому заливу и Бакинскому архипелагу как раз такие пути отсутствуют. В этом сказывается роль внешних факторов развития, в частности наличие или отсутствие кол-

лекторов рядом с нефтематеринскими слоями. Но в некоторых разностях пород — баженигах, доманикитах и вышеупомянутых кремнистых отложениях — за счет внутренних преобразований возникают коллекторские свойства.

Так, например, изучение кремнистых толщ показывает, что внутренняя перестройка структуры связана с переходом одних форм кремнезема в другие (особенно легко он видоизменяется в молодых породах). При этом возникают свободные пространства в виде пор среди вновь образующихся глобул, а отделяющаяся связанная вода способствует развитию трещиноватости. Наряду с благоприятным характером исходного ОВ это способствует образованию первичной эмиграции нефти на самых ранних стадиях катагенеза или возникновению ее скоплений здесь же, в сингенетично нефтегазоносных толщах. Таким образом, в данном случае на первый план как бы выходит влияние внутренних факторов. Следовательно, влияние внешних и внутренних условий не равно для различных типов пород.

Таким образом, вследствие различных причин (более или менее подготовленное к продуцированию нефти ОВ, чередование глинистых и коллекторских слоев, большая или меньшая устойчивость минеральной части породы к преобразованию) в разных по характеру толщах ГФН начинается в различных термодинамических условиях, а главная зона нефтеобразования располагается на разных глубинах. Помимо различных факторов, внешних в одних случаях, внутренних в других, определенную роль играет и геологическое время. В целом, начиная с какого-то уровня, более длительное пребывание пород на меньших глубинах, но в течение более длительного времени может привести к таким же результатам, как в случае пребывания пород на больших глубинах, но в течение более короткого времени.

В большинстве случаев внешняя среда выступает как причина развития систем. Развивающиеся автокинетические системы получают энергию извне, преобразуют и отдают ее. Соотношение получаемой и отдаваемой энергии определяет внутренние процессы. Разрабатывая теоретический подход для решения практических задач (в данном случае поисков нефти), нельзя не учитывать это.

Для формационного системного анализа важен принцип повторяемости с учетом эволюционного развития. В прикладном значении важно определить, на каком этапе «работают» те или иные формации или «работали» в разные эпохи, когда они в наибольшей степени проявляли свои свойства в выбранном нами конкретном отношении.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурлин Ю. К. Нефтеобразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 200 с.
- Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карюшина Е. Е., Конюхов А. И. К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. № 3. С. 3—14.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1975. № 5. С. 8—24.
- Гвишиани Д. М. Материалистическая диалектика — философская основа системных исследований. М.: Наука. 1979. 220 с.
- Иванов В. В. Влияние минеральной среды на динамику нефтеобразования // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 2. С. 440—443.
- Лопатин Н. В. Эволюция биосферы и горючие ископаемые // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 5—22.

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.305.1:551.8:550.7

Н. Н. Верзилин

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ АРИДНЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Красноцветные отложения широко распространены в осадочной оболочке Земли и обладают рядом характерных признаков, вследствие чего их уже давно принято выделять как специфические красноцветные формации, нередко рассматриваемые в качестве климатических антиподов угленосных формаций.

Не подлежит сомнению, что красноцветные породы, слагающие отдельные линзы, пласты и пачки, могут быть представлены разнообразными генетическими типами: наземными, речными, озерными, заливно-морскими, прибрежно-морскими и даже глубоководными океанскими. Поскольку же формации как образования, отражающие надпородный уровень организации вещества, должны представлять собой сообщества разнофациальных отложений, то естественно, что красноцветные формации должны быть полигенными. Однако, так как формация — комплекс отложений, связанный с длительно существовавшей ландшафтной зоной, располагавшейся в области устойчивого тектонического погружения, количество различных генетических типов осадков в разрезах конкретных красноцветных формаций обычно не столь уж велико.

Так, в детальной классификации красноцветных толщ, недавно предложенной В. В. Лавровым [1982], дается следующая фациальная характеристика отложений, слагающих конкретные формации: аллювиально-озерные и солонатоводно-озерные; пролювиально-аллювиально-озерные (и бассейновые); болотно-озерные, аллювиально-дельтовые и мелководно-морские; лагунно-аллювиальные, мелководно-морские, торфяно-болотные; озерные и болотно-озерные, почвенно-элювиальные.

Если из приведенного перечня исключить объекты, сформировавшиеся, по мнению В. В. Лаврова, в поясах гумидного и семиаридного климата, то фациальный спектр аридных красноцветов, непосредственно нас интересующих, будет значительно уже. Эти последние представлены, по существу, лишь озерными и мелководно-морскими образованиями, которым подчинены аллювиальные, пролювиально-аллювиальные и аллювиально-дельтовые осадки.

К сожалению, до настоящего времени нет единого взгляда как на условия образования аридных красноцветных формаций вообще, так и на генезис большинства их конкретных представителей. При этом одни и те же красноцветные толщи описываются как сформировавшиеся в длительно

существовавших крупных водоемах: озерах, озероподобных морских заливах и лагунах — либо в зонах миграции крупных рек.

Подобные диаметрально противоположные представления были высказаны относительно генезиса таких типичных терригенных красноцветных формаций, как верхнемеловая Южной Монголии и меловая Ферганской впадины [Верзилин, 1973, 1975, 1976а, б, 1980; Мезозойские..., 1982; Сочава, 1979]. Заключение о преимущественно аллювиальной природе упомянутых объектов базируется на сходстве цикличности, характерной для этих отложений, с аллювиальными циклотемами, описанными Дж. Р. Л. Алленом в девонских красноцветах Англии [Сочава, 1979]. Действительно, в верхнемеловых отложениях Южной Монголии установлена отчетливо выраженная цикличность. Однако ничего общего с аллювиальной она, по нашему мнению, не имеет, так как в основании циклитов здесь встречаются признаки разнообразных внедрений [Верзилин, 1980; Мезозойские..., 1982], а не следы размыва — обязательного атрибута речных отложений [Гарецкий, Яншин, 1960]. Эти внедрения проявляются весьма по-разному, но во всех случаях они свидетельствуют о достаточно быстром накоплении осадочного материала на влагонасыщенных пластичных глинистых илах, могущих существовать лишь в участках водоемов, где отсутствует активность придонных вод, т. е., по существу, при господстве застойного режима, который не характерен для речных обстановок.

Против образования рассматриваемых отложений в руслах мигрировавших рек свидетельствует и обогащение их остатками разнообразных пресноводных моллюсков, остракод, костями позвоночных животных, что типично для озерных водоемов.

В меловых отложениях Ферганской впадины цикличность, имеющая черты сходства с аллювиальной, вообще встречается редко и не может рассматриваться как показатель речного генезиса отложений этой красноцветной формации. Несовместимы с такими представлениями и особенности их распределения по площади, а нередко и по разрезу, а также присутствие достаточно многочисленных остатков крупнораковинных озерных моллюсков, причем именно в тех образованиях, которые скорее, чем другие, могут быть приняты за русловые. Наконец, против версии о связи рассматриваемой формации с миграцией крупных рек свидетельствуют и особенности изменения содержания различных терригенных и аутигенных минералов, изолинии которых примерно параллельны былым областям сноса или подчеркивают местоположение проливов, соединявших Ферганскую впадину с соседними бассейнами [Верзилин, 1975].

Детальное изучение меловых красноцветных терригенных формаций Ферганы и Южной Монголии позволило выявить характерные черты двух качественно различных типов аридных красноцветных формаций. Каждая из указанных формаций, по существу, соответствует единой природной седиментационной области. Однако Ферганская седиментационная область была открытой, с положительным солевым балансом [Верзилин, 1957], а Монгольская — закрытой, возможно, лишь временами открытой, с отрицательным солевым балансом. Отсюда и существенные различия в составе отложений и их геохимической характеристике.

Красноцветная верхнемеловая формация Ферганы отличается высокой карбонатностью обломочных и глинистых пород, вплоть до появления смешанных терригенно-карбонатных образований; присутствием пластов и пачек

карбонатных и сульфатных пород, не содержащих или содержащих в виде небольшой примеси терригенный материал; значительной ролью среди карбонатов доломита, а в составе глинистого вещества — палыгорскита; асимметричным расположением карбонатных и соляных пород и магниевой составляющей карбонатной фракции на площади, их тяготением к древним проливам, через которые поступала большая часть ионного вещества, участвовавшего в седиментогенезе.

Для меловой формации Монголии, наоборот, характерна незначительная карбонатность или даже отсутствие карбонатов в составе обломочных и глинистых пород. Пласты карбонатных и сульфатных пород здесь не описаны, а карбонатный материал, представленный исключительно кальцитом, встречается лишь в виде конкреций и линзочек. Палыгорскит обнаруживается обычно только в виде незначительной примеси. Распространение типов пород в разрезах толщи обычно симметричное и незначительно меняется по площади.

Существенно, что та и другая формации образовались в близких климатических условиях, на что указывает, в частности, общность органического мира и состава терригенных компонентов, а также некоторые текстурные особенности отложений, свидетельствующие о большой роли в переносе и отложении осадочного материала селе-мутьевых и мутьевых потоков. В то же время различия в облике рассматриваемых формаций целиком и полностью должны были определяться гидрологическими причинами — связью Ферганской седиментационной области с соседними морскими водоемами, откуда и поступала основная масса растворенных в воде солей, что резко контрастирует с положением в Южной Монголии, где вследствие изолированности седиментационной области наблюдался дефицит ионного материала, поступление которого с окружающих водосборов, располагавшихся в основном в аридных климатических обстановках, не могло быть значительным.

Можно видеть, что отсутствие гипсоносности и даже незначительная карбонатность терригенных красноцветных отложений сами по себе еще не могут рассматриваться в качестве свидетельств господства слабо выраженного аридного или тем более полугумидного климата. Такие красноцветные формации могли образовываться и в резко аридном, даже экстрааридном, климате. Показателями последнего являются гидрослюдисто-монтмориллонитовый, иногда с примесью палыгорскита, состав глинистых минералов, обилие обломков полевых шпатов в алевритово-песчаном материале и значительная роль неустойчивых к выветриванию минералов в тяжелой фракции.

Пожалуй, можно считать общепринятым, что основным фактором, благоприятствующим образованию красноцветных отложений, является незначительное захоронение в осадках органического вещества (ОВ), вследствие чего в процессе седиментогенеза и диагенеза не происходит восстановления окисных форм железа в закисные и может продолжаться окисление двухвалентного железа. В подтверждение этого сошлемся на В. А. Успенского, который писал: «Очень интенсивные процессы разложения органического вещества могут обеспечить местные очаги анаэробно-биогенного азота даже в обстановке свободного доступа кислорода. Наоборот, при отсутствии органического вещества и соответственно этому бактериальной жизни даже абсолютно изолированный от доступа атмосферы осадок не может приобрести каких-либо признаков восстановленности даже за геологически длитель-

ные периоды времени» [Успенский, 1970, с. 75]. Следовательно, значительное количество захороняющегося в осадке ОВ исключает возможность образования красноцветных отложений, а небольшое — благоприятствует.

Другим фактором, благоприятствующим образованию красноцветных отложений, является повышенная щелочность среды осадконакопления и диагенеза. Ведь устойчивость окисных форм железа, обуславливающих красноцветную окраску осадков и пород, значительно возрастает при увеличении рН, как следует из диаграмм, приводимых в работах Р. М. Гаррелса, Ч. Л. Крайста [1968] и М. Ф. Стащука [1968]. Более того, из этих диаграмм следует, что при сохранении в определенных пределах значений окислительно-восстановительного потенциала, но при возрастании рН может возникать ситуация, когда закисные соединения железа неизбежно должны переходить в окисные. Не случайно поэтому известный исследователь красноцветных формаций А. И. Анатольева в свое время отмечала, что «двухвалентные ионы железа в щелочной среде, как правило, окисляются, вследствие чего образуются нерастворимые окислы и гидроокислы железа» [Анатольева, 1972, с. 20—21]. Поскольку высокая щелочность среды осадконакопления характерна для аридных областей, она и могла быть одной из основных причин преимущественного образования красноцветных формаций в аридном климате.

Наконец, третьим фактором, благоприятствующим возникновению красноцветной окраски осадочных пород, является жаркий климат, поскольку лишь при высоких температурах возможно массовое образование окисных соединений железа, обуславливающих красную окраску отложений [Анатольева, 1972, 1978; Синицын, 1980]. Поэтому даже существуют представления, что красноцветные отложения получили широкое распространение лишь в эпохи всеобщего потепления на земном шаре [Анатольева, 1978].

Исходя из вышесказанного, естественным было бы думать, что наиболее оптимальными для накопления красноцветных толщ должны быть наземные обстановки в зонах жаркого экстрааридного климата. Ведь именно в таких условиях не образуется сплошной растительный покров и потому не происходит накопления в осадках значительных количеств ОВ, а геохимическая среда обычно характеризуется щелочной реакцией. Однако в действительности оказывается, что именно в таких обстановках, как следует из данных, приводимых многими исследователями [Анатольева, 1972, 1978; Наливкин, 1956; Рухин, 1948, 1961; Van Houten, 1961], красноцветные отложения, не говоря уж о формациях, не образуются.

Дело здесь, по-видимому, в том, что в пустынях из-за недостатка атмосферных осадков процессы гидролиза, являющиеся основным фактором химического разрушения горных пород и минералов, настолько подавлены, что не обеспечивают высвобождения закисных форм железа, входящего в те или иные минералы, и перехода их в окисные. Не получают распространения здесь и процессы почвообразования. Поэтому при выветривании в таких областях не возникают красноцветные продукты [Разумихин, 1982]. Тем более маловероятно формирование в таких обстановках красноцветных толщ. Кроме того, есть основание считать, что для наземных условий не характерна и высокая щелочность среды, могущая способствовать образованию красноцветов, так как с карбонатным (кальциевым) типом кор выветривания, широко распространенным в районах сухого климата, связана лишь слабощелочная реакция [Перельман, 1979].

В связи с отмеченным красноцветные отложения, как и ржавчина, образуются в основном в водных условиях. Ведь ржавчина (гидроокись трехвалентного железа) возникает по реакции $4\text{Fe}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 = 4\text{Fe}(\text{OH})_3$ [Глинка, 1965], которая протекает с участием воды. Вероятно, поэтому гидроокислы железа, которые определяют красноцветность отложений, несравненно легче накапливаются в водной среде, чем на суше в обстановке ярко выраженного засушливого климата. С таким предположением хорошо согласуются и геологические данные, например характерное для многих фанерозойских красноцветных формаций присутствие остатков разнообразных пресноводных моллюсков, остракод, водорослей и позвоночных животных, в том числе рыб, что свидетельствует об образовании вмещающих их отложений в водных, чаще всего в озерных или лиманных, обстановках.

Рассмотрим теперь возможности образования аридных терригенных красноцветных формаций в зонах миграции русел мощных рек, исходя из анализа общих факторов образования красноцветных отложений и эволюции этих формаций. Очевидно, что крупные реки, с миграцией которых связывают образование красноцветных формаций, питались с водосборов, расположенных в областях гумидного климата. Но в таком случае в составе отложенных ими осадков должны содержаться признаки, характерные для гумидной обстановки. Фактически же породы в составе этих формаций обычно сложены терригенным материалом, поступающим в основном из областей сноса, располагавшихся в аридном климате. Это находит отражение в преимущественно аркозовом составе алевритово-песчаной части пород, причем иногда даже в преобладании обломков полевых шпатов над кварцем и нередко в широком распространении среди глинистых минералов монтмориллонита, а иногда и палыгорскита, при практическом отсутствии каолинита [Верзилин, 1975; Верзилин и др., 1981; Колюхов, 1968; Сочава, 1979]. Естественно, что формации, обладающие указанными чертами, не могли иметь речной генезис.

Важно отметить, что в районах, где протекали большие, многоводные реки, должна была произрастать достаточно богатая растительность, отмирание которой не могло не приводить к поступлению в осадки значительного количества ОВ. Это не способствовало образованию красноцветных отложений. Логичнее думать, что меандрировавшие в пределах аллювиальной равнины реки — это геологический фактор, определяющий скорее накопление внутриконтинентальных угленосных, но не красноцветных формаций.

В этой связи напомним о закономерном снижении распространенности красноцветных толщ в геологической истории [Анатольева, 1978; Рухин, 1948; Сочава, 1979], хотя роль речных систем, напротив, возрастала во времени, что было обусловлено все большим развитием растительного покрова [Наливкин, 1956; Посохов, 1981]. Существование таких явно противоположных тенденций вряд ли могло иметь место, если бы красноцветные формации возникали преимущественно при аллювиальном процессе.

Против речного генезиса красноцветных формаций свидетельствует и то, что, поскольку осаждение гидроокиси железа прямо контролируется величинами рН, слабоокислая среда речных вод должна благоприятствовать переносу железа в закисной форме, в то время как красный цвет осадков, вероятно, возникает при их отложении в условиях более высоких значений рН, например в море или некоторых озерах [Депплес, 1971]. Н. М. Стра-

хов [1976] также указывает, что в целом химические формы железа, мигрирующего в составе речной взвеси, те же, что находятся в составе осадочных пород, размывающихся на водосборах. Они унаследованы от этих пород. Приспособление их к новым условиям происходит позже, при длительном нахождении в морской воде и в самом верхнем слое осадка в бассейнах с нормальным кислородным режимом. Здесь полностью исчезает двухвалентное железо и присутствует только трехвалентное, встречающееся как в реакционноспособной, так и в обломочной форме.

Все указанные трудности отпадают, если согласиться с тем, что аридные терригенные красноцветные формации преимущественно образовывались в обширных внутриконтинентальных водоемах. Карбонатно-терригенные красноцветные формации заключают в себе признаки мобилизации осадочного материала на водосборах, располагавшихся в аридном климате. В этом случае в бассейн осадконакопления не могло поступать значительное количество ОВ, а поэтому аллохтонные органические остатки в осадке практически не могли захороняться.

В то же время можно предположить, что продуктивность самих таких водоемов была незначительной вследствие, скорее всего, нехватки растворенного в воде калия — элемента, необходимого для фотосинтезирующих растений, создающих первичную продукцию. Ведь содержание калия в годичной продукции континентов составляет около 0,7%, а в годичной продукции океанов — 1,5% [Родин и др., 1974]. Не случайно именно резкий дефицит калия в большинстве ландшафтов вызывает необходимость применения калийных удобрений [Перельман, 1979]. Правда, в настоящее время средняя концентрация его в речных водах в 3,15 раза больше, чем необходимо для поддержания биологической продукции в озерах и реках [Родин и др., 1974]. Но эти средние значения определяются в основном выносом рек из гумидных зон. Естественно, что в водах рек аридных зон содержание калия значительно меньше.

Важно, однако, помнить, что растения в процессе жизнедеятельности активно извлекают калий из почвы и накапливают его в клетках. Этому способствует действие на породы органических кислот. Естественно, что при отсутствии растительного покрова, а соответственно и органических кислот условия извлечения калия из почвы и горных пород резко ухудшаются [Михайлов, 1975; Станкевич, Баталин, 1974]. При отмирании растений или их частей и сбрасывании листьев происходит высвобождение калия, который переходит в раствор и легко мигрирует.

Растительный покров на Земле существовал не всегда. Его развитие происходило в общем постепенно в процессе завоевания растениями все более засушливых областей. Так что в геологическом прошлом, вероятно, не только был меньше общий вынос калия из водосборных областей, но и были еще резче выражены различия в интенсивности выноса калия из гумидных и аридных климатических зон.

Следует иметь в виду, что поступление калия с аридной суши было ограниченным еще и потому, что в условиях засушливого климата химическое выветривание проявлялось слабо, а вынос из кор выветривания калия был затруднен, поскольку обычно его содержание несколько увеличивается вверх по профилю кор выветривания [Верзилин, 1975]. Это обстоятельство наряду с отсутствием растительного покрова на суше на протяжении большей части геологического времени обуславливало крайне незна-

чительный вынос растворенного калия, что лимитировало биологическую продукцию во внутриконтинентальных водоемах аридных зон.

Косвенным показателем значительно пониженного содержания растворенного калия в древних водоемах, в которых формировались карбонатно-терригенные красноцветные отложения, может служить несколько повышенное общее его содержание в терригенном материале красноцветных толщ [Сочава, 1979; Van Houten, 1961]. В меловых красноцветных отложениях Ферганской впадины, по нашим данным, содержание K_2O в алевито-песчаном материале 3,20%, а в пелитовом — 3,46%. В юрских же отложениях той же впадины, сформировавшихся в обстановке гумидного климата, эти содержания составляют соответственно 1,52 и 2,58%. Как видим, различия существенные. В современном речном стоке растворенного калия примерно в 5 раз меньше, чем находящегося во взвеси [Гордеев, 1984].

Если считать, что такое же соотношение между растворенным и содержащимся во взвеси калием сохранялось и в материале, поступавшем с водосборов в Ферганскую впадину в юрский период, то получится, что в меловое время из тех же водосборных областей растворенный калий вообще не выносился. Ведь доля его в терригенной части меловых отложений превосходит аналогичное содержание в том же материале юрских осадочных толщ, даже если увеличить его на одну пятую. Подобные подсчеты наглядно выявляют реальность существования дефицита растворенного калия в водоемах древних аридных зон, дефицита, который не мог не вызывать в них снижение биологической продуктивности.

Можно думать, что богатая растительность в подобных водоемах была приурочена лишь к мелководным их частям (мангровые заросли) и к низменным берегам, т. е. лишь к тем участкам, где могли произрастать высшие водные растения или где корни наземных растений достигали уровня грунтовых вод. Обилие животных должно было препятствовать захоронению в значительном количестве ОВ, так как основная часть чистой первичной продукции ими поедалась.

В водоемах аридных зон, где реализовалось накопление красноцветов, вероятно, складывалась специфическая экологическая ситуация. Высокая щелочность вод, с одной стороны, была неблагоприятна для развития разнообразной растительной жизни, с другой стороны, она могла стимулировать развитие донных животных организмов. Об этом говорят многочисленные следы, оставленные в донных осадках роющими животными. Естественно, что эти животные уничтожали значительную часть попадавшего в осадок ОВ.

Таким образом, значение повышенной щелочности среды как фактора, способствующего образованию красноцветных отложений, многоплановое. Она способствует образованию или сохранению окисных форм железа и препятствует значительному захоронению в осадке ОВ, так как подавляет развитие автотрофных организмов и благоприятствует распространению гетеротрофных.

Предлагаемая концепция образования аридных терригенных красноцветных формаций позволяет легко объяснить их эволюцию в геологической истории, заключающуюся в постепенном уменьшении их распространения к концу фанерозоя и в отсутствии накопления в современную эпоху. Указанная направленность вызвана двумя причинами — эволюцией биосферы и общим уменьшением количества крупных внутриконтинентальных водоемов в аридных зонах.

Как следует из работы В. М. Синицына [1980], до олигоцена на поверхности Земли господствовал изотермический климат. Он отличался вялой циркуляцией в атмосфере, благодаря чему влага, испарявшаяся с поверхности водоемов, конденсировалась и выпадала в виде дождей большей частью вблизи участков интенсивного испарения, а не переносилась, как ныне, на значительные расстояния. Подобные условия способствовали широкому распространению в аридных зонах обширных длительно существовавших внутриконтинентальных водоемов.

Благодаря тому что значительная часть влаги, испарявшейся с поверхности таких водоемов, выпадала в пределах той же седиментационной области, для поддержания жизни обширных озер в аридной зоне требовалось значительно меньшее поступление вод из соседних гумидных областей, чем в настоящее время, когда испаряющаяся с поверхности озер влага уносится воздушными потоками очень далеко. Вследствие того что основная часть областей сноса для таких водоемов располагалась в аридном климате, из них не выносились в значительном количестве ни ОВ, ни растворенный калий.

Незначительное поступление в осадки ОВ и высокая щелочность среды часто приводили к формированию красноцветных отложений, которые впоследствии могли составить красноцветную формацию. Естественно, до появления наземной растительности вероятность образования красноцветных отложений была больше, чем позже, при равных других условиях. Выход растений на сушу, а затем постепенное завоевание ими почти всей ее поверхности привели как к увеличению поступления ОВ в водоемы, так и к привносу в них все больших количеств доступного для водных растений калия.

Усиление с олигоцена атмосферной циркуляции, а соответственно и влагопереноса привело к тому, что для существования обширных водоемов в аридном климате стал необходим несравненно больший приток вод из соседних гумидных зон. Крупные водоемы (в случае их изолированности от моря) в таких условиях уже не могли существовать, если в них не поступали воды в большом объеме из соседних гумидных зон. Но с такими водами неизбежно должно было привноситься значительное количество аллохтонного ОВ и растворенного калия, что не могло не привести к увеличению продуктивности водоемов и большему объему захороненного в осадках ОВ. Увеличение роли вод из гумидных областей должно было понижать щелочность среды осадконакопления. В результате возможность образования красноцветных отложений стала уменьшаться. Неблагоприятным для широкого образования красноцветных формаций было и появление в кайнозое обширных зон прохладного и сурового климата. Совокупность указанных причин и привела к настоящему времени к прекращению образования аридных терригенных красноцветных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. 348 с.
- Анатольева А. И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1978. 190 с.
- Верзилин Н. Н. Палеогеография Ферганской впадины в раннемеловую эпоху // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Вып. 2. С. 94—112.
- Верзилин Н. Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 144 с.

- Верзилин Н. Н.* Об условиях образования красноцветной окраски меловых отложений Ферганы // Докл. АН СССР. 1976а. Т. 228, № 2. С. 435—437.
- Верзилин Н. Н.* Палеогеография Ферганской впадины в поздне меловую эпоху // Литология и палеогеография. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976б. Вып. 2. С. 114—132.
- Верзилин Н. Н.* Основные особенности осадконакопления на территории Южной Монголии в поздне меловую эпоху // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1980. № 6. С. 18—27.
- Верзилин Н. Н., Мартинсон Г. Г., Михайлович Р. А.* Условия осадконакопления в поздне меловых внутренних бассейнах Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 1. С. 143—149.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1. С. 115—333.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
- Глинка Н. Л.* Общая химия. М.; Л.: Госхимиздат, 1965. 688 с.
- Гордеев В. В.* Черты геохимии речного стока в океане // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 29—50.
- Депплес Э. К.* Диагенез (и катагенез) песчаников // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 92—121.
- Конюхов И. А.* Различия минерального состава терригенных отложений нефтегазоносных бассейнов разного типа // Генезис и классификация осадочных пород. М.: Наука, 1968. С. 167—174.
- Лавров В. В.* Литофациальная и палеоклиматическая систематика красноцветных накоплений и ее практическое значение // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. С. 92—107.
- Мезозойские озерные бассейны Монголии.* Л.: Наука, 1982. 211 с.
- Михайлов Б. М.* Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии // Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975. С. 187—195.
- Наливкин Д. В.* Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
- Перельман А. И.* Геохимия. М.: Высш. шк. 1979. 423 с.
- Посохов Е. В.* Химическая эволюция гидросферы. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 286 с.
- Разумихин Н. В.* Палеоклиматология и прогнозирование условий формирования древних россыпей // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. С. 55—69.
- Родин Л. Е., Базилевич Н. И., Розов Н. Н.* Биологическая продуктивность растительности земной суши и океана и факторы, ее определяющие // Человек и среда обитания. Л.: Недра, 1974. С. 160—175.
- Рухин Л. Б.* Проблема происхождения красноцветных толщ // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1948. № 7. С. 24—57.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
- Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Синицын В. М.* Природные условия и климаты территории СССР в раннем и среднем кайнозое. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 104 с.
- Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 217 с.
- Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В.* О роли растительности в обогащении калием поверхностных вод // Геохимия. 1974. № 12. С. 1862—1868.
- Стацук М. Ф.* Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.
- Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 292).
- Успенский В. А.* Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 312 с.
- Van Houten F. B.* Climatic significance of red beds // Descriptive palaeoclimatology. N. Y.; L.: Intersci. publs. 1961. P. 89—139.

Н. Н. Бакун, Г. А. Каледа, О. В. Снегирева

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТЕЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Красноцветным терригенным формациям (КТФ) как нефтегазопроисходящим объектам из-за ограниченности их собственного нефтегазопроизводящего потенциала ранее не уделялось значительного внимания. Однако открытия приуроченных к ним месторождений углеводородов (УВ), в основном газа, показывают важность углубленного анализа строения этих формаций, прежде всего пространственных закономерностей развития нефтегазоматеринских пород, пород-коллекторов, пород-флюидоупоров, ловушек различного типа, а также условий формирования залежей УВ.

Известно, насколько различны регионально-тектонические, палеогеографические и другие условия образования КТФ. Исследование последних проводилось по двум направлениям: во-первых, устанавливались общие формационные характеристики, во-вторых, выявлялись типовые разновидности и соответственно главные модели осадконакопления для КТФ. В основе работы лежат материалы авторов, собранные ими при изучении разновозрастных КТФ в районах Среднеевропейской и Восточно-Сибирской платформ, Туранской плиты, прилегающих к ним орогенных областей, а также обобщенные литературные данные.

Главные особенности генезиса и строения КТФ рассматриваются в работах Н. С. Шатского, А. Л. Яншина, Л. Б. Рухина, А. И. Анатольевой, Н. Н. Верзилина и других исследователей. На основе сложившихся представлений общая схема возникновения КТФ представляется в следующем виде.

1. Необходимым условием образования КТФ является аридный или семиаридный климат.

2. Седиментационные бассейны, где формируется КТФ, обычно возникают как отрицательные структуры на посторогенном этапе развития геосинклинальной области или на орогенной стадии развития подвижного края платформы, одним бортом примыкающей к горному сооружению. Это предопределяет существование активной зоны денудации, где происходит дезинтеграция большого объема исходных пород, физическое разрушение которых дополняется химическими изменениями наиболее нестойких минеральных компонентов и переходом соединений железа в гидроксидную форму. Широкое развитие могли иметь красноцветные коры выветривания.

3. Транспортировка обломочного материала происходит в пределах транзитно-аккумулятивной зоны, где располагается большая часть внутрибассейновых поднятий, являющихся дополнительными источниками обломочного материала. Протяженность зоны во время формирования КТФ может оставаться постоянной, однако может сокращаться либо увеличиваться в соответствии с трансгрессивной или регрессивной направленностью развития конечного водоема стока. Здесь накапливаются в основном наиболее грубообломочные отложения в условиях, способствующих захоронению соединений железа в гидроокисной форме.

4. В конечном водоеме стока — замкнутом внутриконтинентальном (нередко существующем лишь периодически) либо являющемся частью морского бассейна — аккумулируется большая часть обломочного материала. Условия здесь могут быть и неблагоприятными для сохранения гидроксидных соединений железа в осадках. Однако вопрос о формационной принадлежности таких сероцветных отложений, являющихся, по существу, латеральными аналогами КТФ, ранее не находил определенного решения.

5. В целом для КТФ характерна асимметричность седиментационных бассейнов.

Во всех изученных случаях нами были выделены два этапа становления формаций — ранний и поздний.

Ранний этап характеризуется активным формированием расчлененного рельефа как в пределах горного сооружения, так и в пределах зоны транзита и частично конечного водоема стока. Начало образования КТФ может сопровождаться эффузивной деятельностью. Конседиментационное развитие внутрибассейновых поднятий определяет резкую фаціальную изменчивость отложений и пространственную сближенность контрастных по гранулометрии осадков, среди которых преобладают полимиктовые разности. Максимальное развитие приобретают пролювиальные отложения.

Поздний этап отличается общей нивелировкой рельефа, снижением роли внутрибассейновых поднятий, меньшей резкостью фаціальных изменений, появлением олигомиктовых разностей пород. Распространение пролювиальных отложений резко сокращается. Характерно развитие эоловых отложений. Преобладают аллювиальные, дельтовые (субазральные и субаквальные) и бассейновые (озерные или морские) фации.

Пространственные соотношения континентальных и морских отложений в разрезах красноцветных формаций заметно варьируют. Для их объяснения могут быть предложены три основные модели.

Первая модель отличается стабильностью во времени положения основной зоны денудации, зон транзита и конечного водоема стока. На раннем этапе в транзитно-аккумулятивной зоне происходит накопление в основном грубообломочных пролювиальных отложений. На позднем этапе она пересекается речными долинами, по которым происходит вынос основной массы уже менее грубообломочного материала к внешней части зоны, где он концентрируется в дельтах.

Модель разработана на примере толщи красного лежня, сформировавшейся в восточной части Среднеевропейского раннепермского седиментационного бассейна, которая примыкает к варисцийским орогенным сооружениям, замыкается на востоке Свентокшискими горами и распространяется на север до границы с Восточно-Европейской платформой (линия Тейссейре—Торнквиста). Формация рассматривается как поздняя внешняя моласса, образовавшаяся в условиях аридного климата. На раннем этапе ее возникновения рельеф южной части седиментационного бассейна был сильно расчлененным. Здесь отмечался конседиментационный рост Волштынского палео-вала, который прослеживается и западнее, на территории ГДР (Волштынско-Одербрухское палеоподнятие), а также палеоподнятия Рокетница и других, служивших местными источниками обломочного материала.

Начало этапа на западе рассматриваемой части бассейна ознаменовалось интенсивной вулканической деятельностью — варисцийским субсеквентным наземным вулканизмом. Мощность осадочно-вулканогенных и осадочных,

существенно терригенных полимиктовых образований достигает 1 км. Эта толща выделяется как нижний красный лежень — этэн. После затухания вулканической деятельности в южную часть седиментационного бассейна стал поступать в больших количествах грубообломочный материал, с аккумуляции которого началось образование верхнего красного лежня — саксона. Его общая мощность до 900 м [Снегирева и др., 1984]. С ранним этапом возникновения КТФ связано развитие вдоль горных сооружений герцинид широкого пояса пролювиальных отложений, а вокруг конечного водоема стока — полосы внутриматериковых себх. Пролувиальные отложения отличаются слабой сортировкой и преобладанием грубообломочных разностей.

На позднем этапе накопление грубообломочных осадков в транзитно-аккумулятивной зоне резко сокращается. В поясе распространения ранее образовавшихся пролювиальных отложений возникает сеть эрозийных русел крупных водотоков, делящих его на ряд междолинных («водораздельных») участков, в пределах которых пролювиальные отложения подверглись активной ветровой переработке. На позднем этапе на границе с конечным водоемом стока начинают формироваться песчаные дельты, а сам этот водоем трансформируется в озерно-морской бассейн. После этого аккумуляция красноцветов сменилась накоплением морских сероцветных и карбонатных образований, а также солей. В красном лежне ПНР известны лишь сравнительно небольшие газовые месторождения. Залежи газа локализируются в структурных, реже в литологических ловушках, выявленных в верхней части толщи красного лежня под региональным флюидоупором — солёными отложениями. Породами-коллекторами являются хорошо отсортированные песчаники, возникшие при эоловой переработке пролювиальных отложений на междолинных участках (Предсудетский район — залежи Равич, Зеленче и др.), а также дельтовые песчаники (Познанско-Яроцинский район — залежи Гродзиск, Калее и др.).

Подобное строение раннепермской КТФ, по-видимому, выдерживается на большей части Среднеевропейского бассейна — крупнейшей отрицательной структуры эпипалеозойской платформы. С этим комплексом отложений (ротлигендесом) связаны основные запасы газа Западной Европы.

Нижнепермская КТФ, породы которой характеризуются низким содержанием органического вещества (ОВ), не могла быть газогенерирующей толщей. Газ поступал из подстилающих терригенно-угленосных отложений верхнего карбона. Содержание УВ в составе газа колеблется от 75% и выше (остальное в основном азот). Закономерности распространения газа различного состава объясняются исходным составом ОВ, влиянием вулканитов этэна, длительностью миграции УВ, воздействием инверсионных этапов в истории региона. О поступлении в КТФ в больших масштабах геохимически чуждых ей флюидов свидетельствуют особенности катагенеза — кристаллизация в порах песчаников нескольких генераций глинистых минералов (гидрослюда, хлориты и т. д.), кварца, альбита и др.

Для второй модели положение основной зоны денудации стабильно, в то время как транзитно-аккумулятивная зона постепенно сокращается на трансгрессивном этапе развития конечного водоема стока, с чем связано уменьшение объема собственно красноцветных отложений. При этом разновозрастные (ранний и поздний этапы) пролювиальные и дельтовые образования пространственно сближаются, вплоть до последовательного наложе-

ния. При эпизодических трансгрессиях может происходить переработка отложений в транзитно-аккумулятивной зоне и неоднократная нивелировка аккумулятивного рельефа в районах развития конусов выноса и дельт.

Моделью послужила меловая красноцветная терригенная формация современной Ферганской межгорной впадины (мощность до 1,5 км). Активизация части молодой эпигерцинской платформы в начале мелового периода привела здесь к появлению крупной депрессионной структуры. Накопление красноцветных толщ в Южной Фергане продолжалось до сеномана включительно, а в Северной Фергане — до конца меловой эпохи и позже [Рухин, Рухина, 1960, с. 9—36]. Основные области размыва располагались в пределах современного северо-западного, северо-восточного и южного горного обрамления Ферганской впадины. В моменты максимального развития трансгрессий (ранний альб, сеноман—турон, кампан—маастрихт) происходило сокращение площади транзитно-аккумулятивной зоны и накопление терригенных красноцветных отложений локализовалось на периферии основной области размыва, преимущественно в северных частях депрессии [Рухин, Рухина, 1960, с. 37—145]. С последним связана миграция фациальных зон во времени: имеет место пространственное совмещение, наложение зон накопления разноэтапных (разновозрастных и разнофациальных) отложений. Наиболее четко обособляются аллювиально-пролювиальные отложения раннего этапа развития формации (нижняя чангетская серия).

Необычайная широта фациального спектра осадков (от фангломератов до глинистых отложений и гипсов), разнообразие и резкая выраженность конседиментационных тектонических структур (горстов, антиклиналей и т. д.), являвшихся внутривассейновыми источниками сноса, высокая степень сохранности кор выветривания и т. д. делают этот район своеобразным полигоном для отработки методики изучения изменчивости отложений на тектонических структурах [Каледа, 1985, с. 53—58; 66—73]. С высокой аридностью климата и периодичной активностью водотоков связаны интенсивные проявления экзодиагенетических процессов — образование горизонтов карбонатных конкреций, почв, карбонатных кор типа «каliche», состав которых, по данным Г. А. Каледы, весьма близок к составу так называемых почв «мали» семиаридной зоны Австралии и т. д. В Северо-Восточной Фергане (бассейн р. Тар) обнаруживаются следы золотой переработки аллювиально-пролювиальных отложений с образованием палеодюн.

Конседиментационное развитие многих структур обусловило широкое распространение в отложениях раннего этапа литологически и тектонически экранированных ловушек, к которым приурочены нефтяные, газонефтяные и газовые залежи. С сформировавшимися в эпохи трансгрессий морскими отложениями, имеющими в разрезе формации подчиненное значение, но обогащенными ОВ, связаны собственные очаги нефтегазогенерации, что подтверждается результатами изучения изотопного состава углерода нефтей и рассеянного ОВ.

Этой же модели отвечает неокомская КТФ из юго-восточной части Туранской плиты, где расположено Даулетабад-Донмезское газовое месторождение. Здесь в нижней части разреза готеривских отложений развит аллювиально-пролювиальный комплекс отложений, отвечающий раннему этапу формирования КТФ. Гравелиты, гравелистые и разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых пород образуют частично

снивелированный конус выноса. Верхняя часть разреза готерива представлена отложениями песчаной дельты (IV горизонт). Их мощность в южной части месторождения составляет несколько метров, а в центральной увеличивается до 40 м и более. Здесь проявляется четко выраженное циклическое строение толщи. Установлено несколько этапов переработки и нивелировки палеорельефа, которым отвечают горизонты хорошо отсортированных гравелитов с водорослевыми желваками. Трансгрессивная переработка дельтовых отложений обусловила вынос песчаного материала в бассейн, где в результате его разноса течениями образовался пространственно выдержанный шатлыкский горизонт. К красноцветным песчаникам этого горизонта приурочены месторождения Шатлык, Теджен и др. Основным источником газа для них являлись ниже-среднеюрские отложения. По зонам разломов и через «литологические окна» в готеривский резервуар поступал также сероводородсодержащий газ из верхнеюрских карбонатно-сульфатных отложений. На путях его миграции в пределах залежей широко распространено образование пирита и осветление красноцветных песчаников. В пределах Даулетабад-Донмезского, Карабильского газовых месторождений, на площадях Гельчешме, Ташкепри установлены также реликты более ранних скоплений углеводородов (тяжелые маслянисто-смолистые битумы), источником которых могли быть морские отложения в составе КТФ.

Третьей модели также отвечает стабильное положение основной зоны денудации. Однако площадь транзитно-аккумулятивной зоны здесь возросла в результате регрессивного развития конечного водоема стока, что привело к расширению области формирования красноцветных отложений. С этой моделью ассоциируется генезис одной из наиболее древних терригенных красноцветных формаций — каменской (верхней) подсерии нижнепротерозойской удоканской серии, которая развита в пределах современной Олекмо-Витимской горной страны. Она сформировалась в Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоне, приуроченной к крайнему северо-востоку внешней части геосинклинальной системы байкалид. Обломочный материал поступал при разрушении интенсивно воздымавшихся Алданского щита и Чарской глыбы архея. Разрез каменской подсерии общей мощностью до 4 км имеет регрессивный характер. Морские и прибрежно-морские отложения сменяются вверх по разрезу дельтовыми, которые включают горизонт медистых песчаников Удоканского месторождения [Кренделев и др., 1983, с. 14—22]. Состав песчаников при этом изменяется от полимиктового до полевошпат-кварцевого и существенно кварцевого. Несмотря на то что породы достигли зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, в них сохранились реликты красноцветной окраски.

Регрессивной модели отвечает также девонская КТФ, распространенная на восточной окраине Кузнецкого бассейна, и др.

Рассмотренные нами красноцветные терригенные формации образовались в различных тектонических условиях. Но во всех случаях в соответствии с определением формации, данным Н. С. Шатским, это естественные комплексы (ассоциации) горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны один с другим как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Н. С. Шатский считал, что эти комплексы объединяются в формацию единством тектони-

ческих условий образования. По представлениям Л. Б. Рухина и других исследователей, формации отвечает не только определенный тектонический режим, но и климатический.

Красноцветные терригенные формации являются ярко выраженными стеноклиматическими породными ассоциациями. Они возникают в условиях аридного или семиаридного климата в эпохи формирования горных сооружений, откуда поступает в большом объеме обломочный материал в расположенный поблизости седиментационный бассейн. Специфическое влияние климата проявляется в глубоком преобразовании соединений железа в разрушаемых породах с минералогическим его обособлением в гидроксидной форме. Такая красноцветная пигментация больших масс обломочного материала и является своеобразной «визитной карточкой» формации. В то же время характерна конвергентность красноцветных терригенных формаций, так как они формируются в разных структурно-тектонических условиях.

Выделение и изучение естественных типовых ассоциаций горных пород имеет важнейшее значение при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Особенности катагенетических изменений могут быть использованы в качестве показателей поступления и путей миграции флюидов, УВ, сероводорода из смежных формаций, стадийности формирования залежей УВ и прогнозирования их состава.

С рассмотренной нами одной из естественных ассоциаций горных пород — красноцветной терригенной формацией обычно связаны неблагоприятные условия для массовой генерации органическим веществом углеводородов. В то же время эти формации представляют собой огромные резервуары, нефтегазоносность которых во многом обязана поступлению УВ из смежных нефтегазопроизводящих формаций (красный лежень — ротлигендес, шатлыкский горизонт и т. д.).

Обсуждаемым моделям отвечают, по существу, три возможных случая соотношений континентальных и морских отложений в составе красноцветных терригенных формаций. Для каждой модели характерна определенная пространственная локализация пород-коллекторов и флюидоупоров. Очевидно, возможны и промежуточные ситуации — случаи аномального развития или, напротив, слабого проявления одного из этапов формирования КТФ, но эти ситуации можно считать лишь вариантами описанных выше моделей.

ЛИТЕРАТУРА

Каледа Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1984. 192 с.

Кренделев Ф. П., Бакун Н. Н., Володин Р. Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 245 с.

Рухин Л. Б., Рухина Е. В. Меловые отложения Ферганской котловины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 163 с.

Снегирева О. В., Анципов П. В., Кораб З. П. и др. Использование результатов литологических и палеогеографических исследований для научного обоснования перспектив газоносности красного лежня (саксона) ПНР // Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы. М.: ВНИГНИ, 1984. С. 35—42.

Б. П. Назаревич, И. А. Назаревич, Н. И. Швыдко

**НОГАЙСКАЯ (ВЕРХНИЙ ТРИАС)
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ
ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ—
СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ
С ДО- И ПОСЛЕНОГАЙСКИМИ ВУЛКАНИТАМИ**

Впервые на территории Предкавказья вулканические породы, залегающие в толще мезозойских отложений, были установлены бурением в 1959 г. на Александровской и Убеженской площадях в Армавирском районе Краснодарского края. Высказывались мнения о палеозойском, ранне- и поздне меловом возрасте этих основных вулканитов, позднее А. Н. Шардановым и А. А. Шиманским [1963] и Г. П. Корневым [1965] был доказан их раннемеловой (апт-альбский) возраст.

Сведения о более широком площадном распространении мезозойских вулканитов на территории Предкавказья приводятся М. Ф. Мирчинком и соавторами, указывающими на обнаружение в Ипатовской и Выселковской опорных скважинах жильных трахилипаритов, секущих палеозойские сланцы и имеющих абсолютный возраст (К—Аг метод) от 116 ± 10 до 136 ± 10 млн лет [Мирчинк и др., 1963, с. 56]. Эти же авторы отмечают вскрытие скважинами Левокумской и Урожайненской площадей кварцевых порфиров и порфиритов, отнесенных ими условно к верхнепалеозойским, но оказавшихся, как выяснилось позднее, триасовыми образованиями. Наконец, они же упоминают о присутствии в Западном Предкавказье эффузивных пород (Крыловская площадь), залегающих на размытой поверхности фундамента и перекрытых различными горизонтами платформенного чехла. Стратиграфический диапазон проявления в Западном Предкавказье эффузивной деятельности охватывает время от поздней перми до триаса, а возможно, и несколько позднее [Там же, с. 56].

В последующие годы многими скважинами были вскрыты вулканогенные образования, залегающие под нижнемеловыми либо под среднеюрскими (по существовавшему тогда представлению об их возрасте) отложениями. Рассматривая эти вулканогенные образования как синхронные с красноцветными толщами, которые в то время практически всеми исследователями относились к «пермо-триасовому промежуточному комплексу», и считая, что они замещают по простираанию друг друга, А. Я. Дубинский [Дубинский, Маценко, 1965] предложил выделять их в качестве единой вулканогенно-осадочной «ногайской» формации. По мнению А. Я. Дубинского, эта формация широко распространена в пределах Ставрополя, на востоке Краснодарского края и юге Калмыцкой АССР. Возраст вулканогенно-осадочной «ногайской» формации А. Я. Дубинский принимает в интервале от домера до раннего байоса, обосновывая это данными об абсолютном возрасте кварцевых порфиритов скв. 1 Левокумской площади ($160—170$ млн лет — определение лаборатории ВСЕГЕИ), а также указанием на присутствие в керне скважин Гороховской площади ядер аммонитов плохой сохранности, близких, по определению Г. Я. Крымгольца, к нижнебайосским *Otoites* и *Sonnypia*. Важно отметить, что А. Я. Дубинский параллелизует

вулканогенные образования Восточного Предкавказья с эффузивно-осадочной толщей восточной части Краснодарского края, отвергая обоснованные выводы А. Н. Шарданова и А. А. Шиманского о раннемеловом возрасте эффузивов Армавирского района.

Дальнейшее изучение «доюрских» отложений Предкавказья привело к видоизменению представлений о стратиграфическом положении и взаимоотношениях мезозойских вулканитов. В работе, посвященной характеристике вулканогенно-осадочного комплекса Восточного Предкавказья и оценке перспектив его нефтегазоносности [Бурштар и др., 1973], обосновывается поздне триасовый (карнийско-норийский) возраст комплекса и обособление в нем двух типов разреза — зурмутинского, содержащего лавы различного состава, и вишневого, лишенного их. Здесь же описана стратиграфическая последовательность вишневого типа разреза (конгломератовая — вулканомиктовая — туфогенная толщи) и дается схема пространственного размещения разрезов зурмутинского и вишневого типов и пунктов, где были обнаружены лавы различного состава. В этой же работе приведены первые сведения о химизме триасовых вулканитов (10 анализов) и поставлен вопрос о возрастных соотношениях лав различной основности. Указывая на наличие в скв. 1 Шангрыкской площади кислых лав, рассеченных телом (пластовым или дайкой) толеитовых долеритов, авторы отмечают, что, «скорее всего, наиболее молодыми являются основные (базальтовые) лавы, так как упомянутые выше толеитовые долериты, являющиеся их интрузивными аналогами, пересекают кислые лавы» [Бурштар и др., 1973, с. 63]. Отмечая, что этот вопрос требует дальнейшего изучения, авторы считают возможным рассматривать все лавовые образования принадлежащими к ногайской серии.

Эти положения нашли отражение в проекте схемы стратиграфии триасовых отложений [Объяснительная записка..., 1973], закрепившей выделение вулканогенно-осадочного комплекса в качестве ногайской серии (верхний триас — ранняя юра), залегающей в Восточном Предкавказье с разрывом и угловым несогласием на отложениях палеозоя, нижнего и среднего триаса и перекрывающейся с разрывом отложениями нижней (?) и средней юры и значительно реже нижнего мела. В «Объяснительной записке...» указывается, что ногайской серии отвечают два типа разреза — зурмутинский и вишневский и что в верхней части ногайской серии местами выделяется зурмутинская толща (туфы, игнимбриты, туфогенные песчаники, алевриты и аргиллиты), породы которой обогащены растительными остатками и часто переходят в сапропелиты.

В утвержденной МСК в 1978 г. «Региональной стратиграфической схеме верхнепермских и триасовых отложений Восточного Предкавказья» [Решение..., 1979] дается несколько иная трактовка стратиграфического положения триасовых вулканитов. Во-первых, из состава ногайской серии исключена зурмутинская толща, возраст которой по остаткам тафлофлоры определен как рэт-норийский. Во-вторых, остальная часть ногайской серии, точнее, только туфолововая толща разрезов зурмутинского типа переведена в ранг свиты того же названия и возраст этой ногайской свиты, лишенной ископаемых остатков, принят условно за поздне триасовый (карнийский и норийский) по положению в разрезе. При этом ногайская свита рассматривается как верхняя из трех свит вновь введенной вишневской серии. Разрезы вишневого типа прежней ногайской серии теперь уже считаются верхней

частью вишневской серии, которая в области их распространения более подробно не расчленяется.

В итоге достигнутой к середине 70-х годов изученности доюрских образований Предкавказья не только изменилось представление о возрасте вулканогенно-осадочной толщи по сравнению со взглядами А. Я. Дубинского. Было установлено также, что куманская свита нижнего триаса, новоколедзкая и закумская свиты среднего триаса и вся вишневская серия в тех районах, где она более подробно не расчленяется, представлены полностью или в значительной своей части красноцветными накоплениями. Следовательно, вулканитовые образования оказались синхронными не всем красноцветам рассматриваемой территории. Они одновозрастны лишь тем их верхнетриасовым представителям, которые формировались, как это будет показано ниже, под активным воздействием процессов вулканизма. Именно это обстоятельство и позволяет уверенно выделять соответствующую ногайской свите верхнюю, лишенную лавовых тел часть «нерасчленимой» вишневской серии.

Итак, в верхней части триаса Восточного Предкавказья четко обособляется вулканогенно-осадочная толща, включающая ногайскую свиту «Региональной стратиграфической схемы...» [Решение..., 1979] и верхнюю часть терригенной вишневской серии с горизонтами пирокластов. Эта толща характеризуется чертами единого, генетически индивидуализированного тела, которое состоит из «тесно подогнанных» друг к другу, парагенетически связанных местом и условиями образования комплексов фациальных типов осадков (терригенных, пирокластических, смешанного состава) и сопряженных с ними вулканитовых образований и поэтому является вещественным выражением крупного тектоно-седиментационного этапа в развитии Восточного Предкавказья, отмеченного интенсивным эффузивным магматизмом. Все это позволяет рассматривать данное тело в качестве формационного и выделять его вслед за А. Я. Дубинским, впервые предложившим это название в 1965 г. как ногайскую верхнетриасовую вулканогенно-осадочную формацию.

Со времени опубликования работы М. С. Бурштара с соавторами в отношении ногайской формации сложилась парадоксальная ситуация. Несмотря на быстрое накопление новых фактических данных по рассматриваемому интервалу разреза, с тех пор не появилось ни одной работы, в которой вулканогенно-осадочная толща явилась бы объектом специального изучения. В то же время эта толща привлекала к себе внимание многих исследователей, занимавшихся анализом тектоники и истории развития Предкавказья. При этом, однако, выявились существенные расхождения в определении ее историко-геологической сущности, о чем свидетельствуют такие определения, как «осадочно-вулканогенный комплекс квазиплатформенной формации нижнего этажа платформенного чехла» [Арбатов и др., 1972], «вулканогенно-молассовая формация эпигеосинклинального структурного комплекса молодых плит» [Буш, Кирюхин, 1976], «вулканогенно-терригенная формация орогенного этапа комплекса раннекиммерийского тафрогенного геосинклинального прогиба» [Хаин, Славин, 1980], «вулканогенно-осадочная пестроцветная формация тафрогенной стадии переходного этапа» [Крылов, Мазанов, 1982] и т. д. Особое место занимает выдвинутое В. Е. Хаиным представление о принадлежности триасовых вулканитов Восточного Предкавказья к Северо-Кавказско—Туркменско—Северо-Афганско-

му вулcano-плутоническому поясу и о том, что этот пояс в конце триаса — начале юры отвечал северной периферии Тетиса, представлявшей собой континентальную окраину андского типа [Хаин, 1979].

На каком же материале базируется столь диаметрально интерпретация позиции триасового магматизма Восточного Предкавказья? По-видимому, как мобилистская, так и все разновидности фиксистских трактовок основываются только на самом факте проявления поздне триасового магматизма и не рассматривают такие «незначительные» детали, как особенности строения вулканогенно-осадочной толщи, петрохимическая характеристика вулканитов и т. п.

Действительно, в большинстве упомянутых работ отсутствует детальная характеристика состава и строения этой толщи, если не считать таковой перечисление типов вулканогенных пород и констатацию ранее известного замещения вулканитов терригенными образованиями, в связи с чем обособляются вулканитовый и терригенный типы разреза. Все же внимание исследователей обращено на группировку подразделений триаса (или всего мезозоя) в то или иное количество формаций (т. е. на установление вертикального формационного ряда). При этом зачастую отсутствует обоснование предлагаемого расчленения разреза (по существу, выделение формаций декларируется) и в зависимости от общетеоретических взглядов авторов делаются те или иные историко-геологические выводы.

При обсуждении проблемы позиции поздне триасового магматизма необходимо учитывать еще ряд обстоятельств. В опубликованных после 1973 г. работах вопрос о возрастных соотношениях различных по составу лав, поставленный М. С. Бурштаром с соавторами, долгое время не привлекал внимания исследователей и остался до настоящего времени совершенно неразработанным. В результате прочно утвердилось представление о том, что в мезозойской истории Восточного Предкавказья известна лишь одна — поздне триасовая эпоха интенсивного магматизма. Хотя в ряде работ указывалось на неоднократные проявления в триасе вулканических процессов [Савина, Сайдаковский, 1971; Бурштар и др., 1973; Мышкова, 1975], считалось и считается до сих пор, что эти процессы по своим масштабам и последствиям (появление на ряде уровней в нижне- и средне триасовых отложениях редких и маломощных туфовых горизонтов кислого состава) несопоставимы с поздне триасовым вулканизмом и поэтому могут рассматриваться как малозначимые эпизоды. Вследствие господства указанных взглядов все вновь выявляемые бурением вулканиты без должного анализа и, по существу, автоматически причислялись к образованиям ногайской серии.

Однако накапливаются данные, заставляющие критически отнестись к изложенным представлениям. В результате проведенного анализа формаций нижне триасовых отложений авторами настоящего сообщения [Назаревич и др., 1983] было показано, что продукты эффузивного магматизма служат важной компонентой нижне триасовых отложений. Прежде всего подтверждено наличие горизонтов пелловых туфов кислого состава в отложениях куманской, нефтекумской, култайской и дьямяновской свит, причем выяснилось, что эти горизонты не столь уж маломощные (нередко более 8—10 м) и к тому же довольно частые: в разрезах отдельных скважин насчитывается несколько таких горизонтов, но их общее число и ареалы распространения надежно определить не удается из-за малого отбора керн и невозможности

достаточно детальной корреляции разрезов скважин. Для той же части Прикумской области, которая по особенностям состава и строения нефтекумской свиты была выделена как Ачикулакско-Каясулинская структурно-фациальная зона, было установлено, что нефтекумская свита здесь представляет собой монотонную доломитово-известняковую толщу с частыми прослоями разнообразных по структуре туфов кислого состава. Помимо этого, значительная часть известняков и доломитов существенно обогащена кристаллокластами кварца и витрокластами фельзитового строения. Эти особенности дали основание рассматривать данный комплекс как вулканогенно-карбонатную (туфово-доломитово-известняковую) формацию, обособление которой в разрезе свидетельствует о развитии на территории Ачикулакско-Каясулинской зоны в нефтекумское время «осадконакопления под влиянием эффузивного магматизма, обусловливавшего пульсационное поступление в бассейн с интенсивным карбонатонакоплением обильных порций пирокластического материала» [Назаревич и др., 1983, с. 147]. Хотя положение источника этого материала остается до сих пор не выясненным, для нас важно то, что его существование (вещественным доказательством чего служат вулканогенно-карбонатная формация нефтекумской свиты и отмеченные многочисленные горизонты туфов в нижнетриасовых отложениях) свидетельствует о довольно значительном по масштабам и интенсивности проявлении раннетриасового эффузивного магматизма.

В последние годы рядом скважин в зоне сочленения Восточно-Маньчского прогиба и погребенного кряжа Карпинского были вскрыты мощные магматиты и вулканогенно-осадочные толщи, как доногайского, так и, по-видимому, посленогайского возраста (обоснование этого следует ниже). Важность этого открытия состоит в том, что широкое развитие до- и посленогайских магматических образований не только свидетельствует о проявлении в Восточном Предкавказье не одной — поздне триасовой, а нескольких эпох интенсивной магматической деятельности, но и, по всей вероятности, служит основанием для исключения из состава ногайской формации пространственно с ней ассоциированных основных лав и секущих тел.

Из приведенного обзора следует, что изученность как вулканогенно-осадочной формации, так и мезозойского магматизма Восточного Предкавказья не может считаться удовлетворительной. Резко возросший с середины 70-х годов объем фактических данных по ногайской серии, не нашедший до сих пор отражения в литературе, побуждает вернуться к рассмотрению особенностей ее состава и строения, а также взаимоотношений с магматическими образованиями иного возраста. Определение же историко-геологической позиции как самой ногайской формации, так и до- и посленогайских магматитов при отсутствии данных по петрохимии должно явиться предметом будущих исследований.

Ногайская вулканогенно-осадочная формация развита на обширной территории, отвечающей в современной структуре Восточного Предкавказья Восточно-Маньчскому и Маныч-Гудиловскому прогибам, Арзгиро-Мирненской и Прикумской зонам поднятий, Ногайской ступени, а также частично Чернолесской впадине и Терско-Каспийскому прогибу (рис. 1 и 2, см. вкл.). На одних участках строение формации детально расшифровывается достаточно большим числом скважин, вскрывших ее на полную мощность; на

других — многими скважинами, хотя и не достигшими подошвы формации, выявлены значительная мощность и основные черты ее строения.

Принятое ранее [Бурштар и др., 1973; Объяснительная записка..., 1973; и др.] выделение двух типов разреза ногайской формации — вишневого и зурмутинского — в настоящее время требует значительной детализации и дополнений. Разрезы зурмутинского типа, для которых характерно преобладание вулканогенных (излившихся и пирокластических) образований, представлены несколькими подтипами, различающимися по соотношению, а иногда и по составу лав и пирокластов. В разрезах вишневого типа, сформированных преимущественно вулканогенно-осадочными и терригенными породами при подчиненной роли пирокластолитов, вариации состава проявляются в более узких рамках. Однако и они позволяют обособить несколько подтипов разреза. При этом необходимо учитывать двоякий характер наблюдаемых вариаций: с одной стороны, существуют отличия, связанные с латеральными замещениями одних типов пород другими, и, с другой стороны, различия в строении некоторых разрезов связаны, скорее всего, с неодинаковым их стратиграфическим объемом.

Наконец, если исходить из основных критериев, применяемых при выделении типов разреза, — наличия или отсутствия лавовых образований и соотношения их с терригенными накоплениями — возникает необходимость остановиться еще на одном типе разреза — на чередовании лавовых горизонтов и разделяющих их пачек красноцветных терригенных и вулканогенно-осадочных пород. Последний установлен скважинами Синевугровской и Приманычской площадей и выделяется под названием синевугровского типа разреза ногайской вулканогенно-осадочной формации.

Вишнево́вый тип разреза. Ведущая роль в его строении принадлежит обломочным накоплениям, образованным продуктами дезинтеграции более древних осадочных и метаморфических толщ, а также вулканотерригенным материалом. Среди обломочных накоплений значительная доля приходится на грубообломочные породы — конгломераты и гравелиты, образующие местами пачки значительной мощности, а также отдельные слои и прослои, чередующиеся с другими породами. Конгломераты представлены двумя типами: для одного из них характерно отсутствие среди галечного материала обломков вулканогенных пород, участвующих в строении формации, для другого их роль весьма значительна. Гравелиты по составу кластического материала сходны с конгломератами, но среди них преобладают разности, сложенные в основном продуктами дезинтеграции вулканитовых образований.

Мелкообломочные породы представлены почти исключительно красноцветными разностями со значительным разнообразием текстур: широко развиты породы с массивной однородной текстурой, часты пятнисто-линзовидные и особенно слоистые текстуры; отмечается большое число модификаций косослоистых песчаников и алевролитов. Преобладают мелкозернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты, широко развиты разнотернистые и гравелистые песчаники, ограниченно распространены хорошо отсортированные средние- и крупнозернистые песчаники.

Состав обломочного материала песчано-алевритовых пород ногайской формации отражает существенную роль в его образовании продуктов разрушения, формировавшихся в это же время, а также и более ранних вулканито-

вых накоплений. На это указывает присутствие обломков основной массы эффузивов или туфов, содержание которых варьирует от 8 до 73% (в среднем 30%). Значительная часть зерен кварца (его содержание 23—86%, в среднем 53%), судя по их габитусу, имеет то же происхождение. Подчиненный компонент обломочного материала — полевые шпаты (в среднем 17% при колебаниях от 2 до 36%), среди них доминируют плагиоклазы, морфология которых и их состав опять указывают на связь с эффузивами.

Этими соотношениями определяется принадлежность большинства песчано-алевритовых пород к грауваккам (76%) и ограниченное развитие кварцевых (18%) и аркозовых (6%) образований. Среди граувакк доминируют полевошпат-кварцевые их подтипы (58% всех мелкообломочных пород), обращает на себя внимание и заметное преобладание фельзитопорфириновых их разновидностей (45% в мелкообломочных породах и 58% в граувакках) над кремнекластовыми и литокластовыми их представителями. Эти данные ясно указывают на ведущую роль в составе мелкообломочных пород формации вулканотерригенного материала и на подчиненную роль обломков пород, свойственных палеозойскому фундаменту и разным горизонтам нижележащих подразделений триаса.

У большинства обломочных пород цементом служит глинистая масса, пропитанная гидроокислами железа, в зависимости от содержания которых окраска пород меняется от светло-розовой до темно-красновато-коричневой, часто с фиолетовым оттенком. Второстепенными компонентами цемента являются пелитоморфный или микрзернистый кальцит и доломит, отмечаются гнездообразные выделения хлорита, тонкочешуйчатого каолинита, цеолитов и новообразования серицита.

Глинистые породы в разрезах вишневого типа представлены аргиллитами, повсеместно обогащенными равномерно их насыщающими гидроокислами железа, иногда образующими колломорфные ооидные выделения. Все аргиллиты в разной степени обогащены алевритовым и песчаным обломочным материалом, равномерно распределенным по породе или же образующим гнездообразные сгущения. Состав обломочного материала в аргиллитах полностью соответствует составу песчано-алевритовых пород. Для аргиллитов также характерны частая примесь пелитоморфного или микрзернистого карбоната (кальцит, доломит) и присутствие мелких гнезд и линзочек хлорита, цеолитов, каолинита.

Тонкодисперсный материал аргиллитов характеризуется специфическим набором компонентов. Наряду с ассоциациями, свойственными аргиллитам нижележащих подразделений триаса (гидрослюдистая, гидрослюдисто-смешаннослойная группы ассоциаций), здесь массовое развитие получают аргиллиты с составом глинистого материала, совершенно не свойственным глинистым породам всего остального мезозойского разреза. В этом материале доминирует смешаннослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда с неупорядоченным чередованием монтмориллонитовых и гидрослюдистых пакетов и содержанием разбухающего компонента около 30% (смешаннослойная группа ассоциаций).

Другой особенностью ногайских аргиллитов служит частое их обогащение магнезиальным хлоритом, также не свойственным аргиллитам большинства подразделений триаса и редко обнаруживаемым в глинистом материале известняков или известковых аргиллитов нижнего и среднего триаса. Наконец отмечается зависимость содержания хлорита в тонкодиспер-

сном материале от степени обогащения аргиллитов обломочным материалом. Конечным выражением этой зависимости служит появление хлоритовых ассоциаций в глинистом цементе обломочных пород.

Ничтожную роль играют карбонатные породы — они представлены редкими тонкими прослоями коричневато-бурых и розовато-серых известняков и доломитовых известняков с массивной однородной текстурой или тонкослоистым сложением. Все они неравномернозернистые, повсеместно обогащены песчаным или алевритовым материалом; в отдельных случаях присутствуют раковинный детрит и редкие радиально-концентрические оолиты.

Существенными компонентами разрезов вишневого типа служат пирокластические и вулканогенно-осадочные образования. Первые из них представлены кислыми туфами, резко выделяющимися яркой (белой, светло-зеленой, светло-розовой и т. п.) окраской среди коричневато-красных обломочных и глинистых пород. По гранулометрическому профилю преобладают псефито-псаммитовые и алевро-псаммитовые разности, реже встречаются алевритовые и очень редко — тонкие «пепловые» туфы. Господствуют кристаллокластические и литокристаллокластические разности туфов, другие их типы (витрокристаллокластические, витро- и литокластические) редки.

Вулканогенно-осадочные породы представлены широко распространенными туффитами, а также, по-видимому, тефрогенными образованиями; роль последних в разрезах достоверно оценить нельзя из-за морфологического сходства тефрогенного и вулканотерригенного материала, являющегося преобладающей составляющей граувакк формации. Туффиты образуют ряд разновидностей с постепенным переходом от туфов к нормально-осадочным породам. Преобладают ортотуффиты, по внешнему облику, текстурам и структурам близкие к туфам кислого состава. Менее распространены паратуффиты, внешне неотличимые от обломочных и глинистых пород; лишь под микроскопом выявляется примесь пирокластики, позволяющая идентифицировать эти породы как туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты.

По соотношению перечисленных типов пород и по их вертикальному распределению намечаются, по крайней мере, три подтипа разрезов вишневого типа (рис. 3; см. рис. 2).

Первый подтип, наиболее характерные представители которого вскрыты Вишневской скв. 1 и Солнечной скв. 6, обладает двучленным строением. Нижняя его часть — вулканомиктовая толща — беспорядочное чередование обломочных и глинистых пород при подчиненном участии туфитов и единичных прослоев известняков. Преобладание среди обломочных пород фельзито-порфировых граувакк (вулканомиктовые или вулканотерригенные образования) и обогащенность разреза туффитами (главным образом паратуффитами) определяют вулканомиктовый в целом облик толщи. Верхняя часть формации в этих скважинах наряду с породами, свойственными нижней части, обогащена прослоями и пачками туфов, резко возрастает роль ортотуффитов, — эти две группы пород становятся доминирующими компонентами разреза, что придает ему характер туфогенной толщи.

Второй подтип, установленный в Северо-Сухокумской скв. 1, Восточно-Сухокумской скв. 8 и других пунктах, имеет недифференцирован-

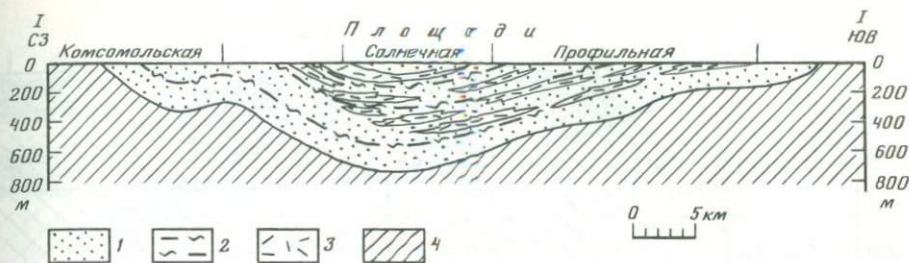


Рис. 3. Схема строения разрезов вишневого типа ногайской вулканогенно-осадочной формации (разрез по линии I—I, см. рис. 2)

1,2—терригенные, преимущественно красноватые накопления: 1—обломочные (конгломераты, гравелиты, песчано-алевритовые породы), 2—глинистые и алеврито-глинистые; 3—пирокластические и вулканогенно-осадочные накопления (туфы, орто- и паратуфиты); 4—подстилающие отложения

ный характер и представлен только обломочными и глинистыми породами и паратуфитами. По набору пород и их распределению по вертикали сходен с нижней, вулканомиктовой толщей в разрезах первого подтипа.

Третий подтип зафиксирован в одной лишь Закумской скв. 3 (на рис. 2 и 3 не обособлен), в его основании выделяется пачка конгломератов и гравелитов мощностью около 45 м, большая же часть имеет состав и строение, сближающие ее с вулканомиктовой толщей разрезов первого подтипа.

Зурмутинский тип разреза. Важнейшая черта разрезов этого типа — доминирующая роль пирокластических и излившихся пород. Характерно многократное чередование лав и туфов и незначительное участие туффитов, вулканотерригенных и нормально-осадочных пород. Среди вулканогенных образований пирокластолиты в целом резко преобладают над излившимися разностями. Другая важная особенность — резкая латеральная неоднородность, отражением которой является обособление не менее пяти подтипов строения разреза (рис. 4; см. рис. 2).

Первый подтип (скв. 1 Кумской площади, скв. 8 Владимировской, многие скважины Урожайненской и других площадей) образован одними вулканогенами кислого и среднекислого состава, отвечающими липаритами, реже — кварцевым порфирам и альбитофирам, плагиопорфирам и порфирирам. Преобладающую роль играют туфы, лавы же занимают подчиненное положение; помимо лав и туфов, местами отмечаются кислые игнимбриты.

Второй подтип установлен только в Зурмутинской скв. 10 (на рис. 2 не выделен) и характеризуется обособлением двух толщ. Нижняя из них конгломератовая, ее обломочный материал состоит из фрагментов метаморфических и осадочных пород. Верхняя половина разреза — туфы и лавы кислого состава — сходна с первым подтипом разреза.

Третий подтип зафиксирован в ряде скважин Подсолнечной, Андрей-Курганской, Ачикулакской и Мектебской площадей. Здесь в строении формации участвуют два типа вулканогенов: наряду с кислыми туфами и лавами, свойственными первому и второму подтипам, существенная роль принадлежит и лавам среднего состава — андезитовым порфирирам и кварцевым диорит-порфирирам. Во всех скважинах, вскрывших породы

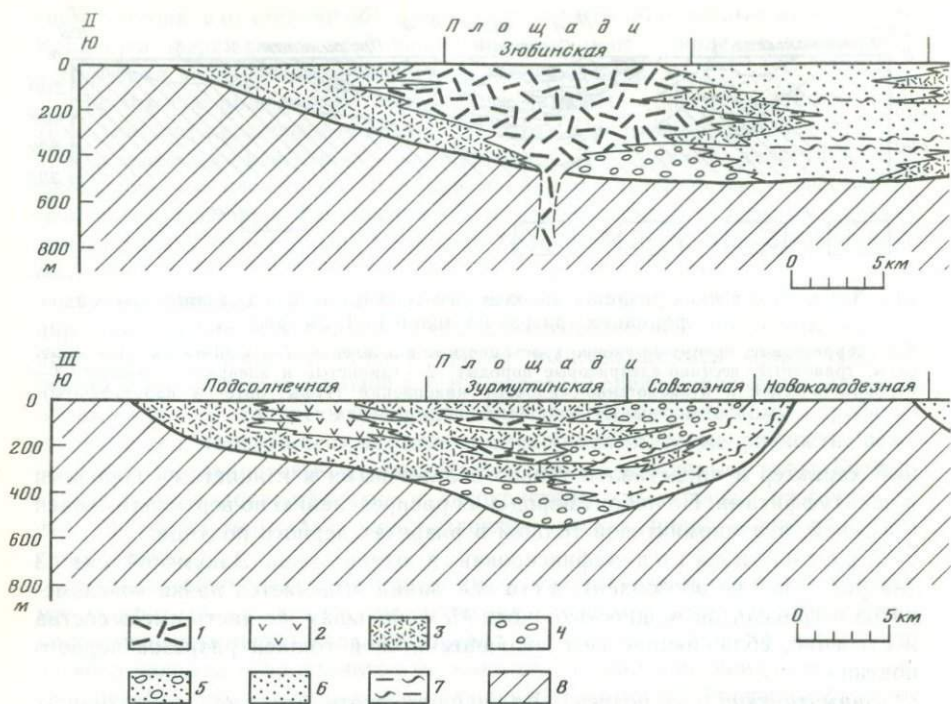


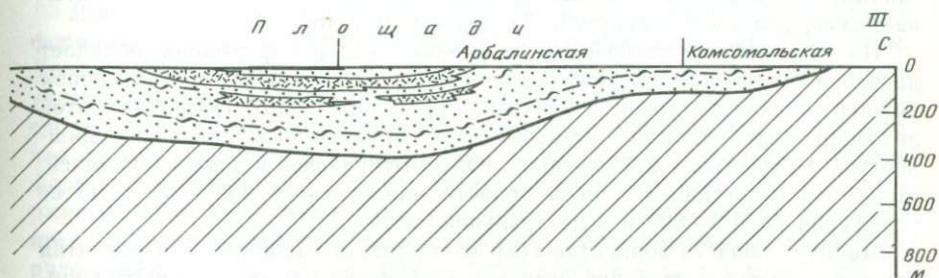
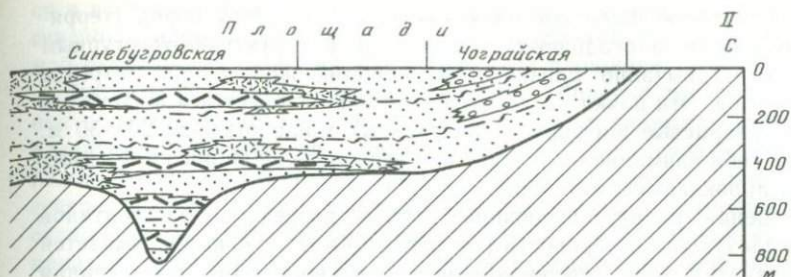
Рис. 4. Схема строения разрезов зурмутинского, синевугровского и вишневого типов (разрез по линии II—II) и зурмутинского и вишневого типов (разрез по линии III—III) ногайской вулканогенно-осадочной формации

1, 2— лавы: 1— липарито-дациты, 2— андезитовые и кварцевые диоритовые порфиры; 3— пирокластические образования (туфы и игнимбриты кислого состава); 4—7— терригенные, преимущественно красцветные накопления; 4— конгломераты, 5— песчаники с линзами гравелитов и конгломератов, 6— песчано-алевритовые породы, 7— глинистые и алеврито-глинистые породы; 8— подстилающие отложения

разреза данного подтипа, эффузивы среднего состава слагают его верхнюю часть, в большинстве случаев значительно уступающую по мощности нижней части, сложенной кислыми туфами и лавами. Лишь в Подсолнечной скв. 3 установлено обратное соотношение: при мощности формации около 200 м на долю андезитовых порфиритов приходится более 120 м. В некоторых скважинах Подсолнечной площади, помимо указанных пород, в разрезе принимают участие светло-зеленовато-серые пепловые туфы, являющиеся производными средней магмы.

Четвертый подтип (скважины Лугоумской и Зюбинской площадей и Прасковейская скв. 76) слагается одними лишь лавами — кварцевыми порфиритами на первых двух площадях и дацитовыми порфиритами на Прасковейской площади, причем здесь только вскрытая часть лавовой толщи достигает почти 800-метровой мощности.

Пятый подтип (Бурунная скв. 1 и Березкинская скв. 1) занимает обособленное положение. Характерными его чертами, помимо резко повышенной мощности (лишь вскрытая мощность превышает 800 м в Березкинской скв. 1 и 1500 м в Бурунной скв. 1), служат: преобладание вулканитов



(туфов, лав, туфолав) кислого состава; широкое развитие туфов смешанного состава; заметное участие игнимбритов; присутствие ряда горизонтов андезитовых порфиритов мощностью от 10—20 до 80—90 м; подчиненная роль темно-серых и зеленовато-черных туфоаргиллитов.

В распределении по разрезу перечисленных пород намечается отчетливая последовательность. В скв. 1 Березкинской площади нижняя часть разреза (около 250 м) сложена обломочными туфами кислого состава с подчиненными и маломощными (до 10 м) телами кислых лав и туфолав; выше следует толща (около 270 м) чередования туфов и туффитов кислого и смешанного состава с редкими пропластками спекшихся туфов и туфолав; далее вверх прослеживается пачка (около 80 м) темно-серых и зеленовато-черных туфоаргиллитов, над которой выделяется горизонт (40 м) андезитовых порфиритов; венчается разрез толщей (около 160 м) кислых туфов с горизонтами лав того же состава.

В скв. 1 Бурунной площади нижняя часть разреза мощностью около 900 м представлена в основном туфами и редкими горизонтами лав и туфолав, причем все они отвечают кислым породам. По облику пород и по строению эта часть сходна с нижней толщей вулканитов Березкинской скв. 1. Верхняя часть разреза в Бурунной скв. 1 (мощностью около 600 м) представлена чередованием туфов кислого и смешанного состава, разделяемых горизонтами андезитовых порфиритов, верхний из которых имеет мощность около 90 м. Часть туфов пелитового сложения (пепловые туфы) имеет, по-видимому, средний состав.

Синибугровский тип разреза. Обособляется на Синибугровской (скв. 4) и Приманычской (скв. 7) площадях. Преобладающую по мощности часть

разреза образуют красноцветные пачки, которые по набору пород (терригенных и вулканогенно-осадочных), их составу и структурно-текстурным особенностям чрезвычайно близки к вулканомиктовой толще разрезов вишневого типа. Эти пачки разделяются четырьмя—шестью горизонтами кислых лав (кварцевые порфиры и порфириты) мощностью до 20—30 м. Обращает на себя внимание отсутствие или незначительная роль в построении разреза пирокластических пород.

В размещении охарактеризованных типов разреза и их подтипов выявляются следующие особенности (см. рис. 2). Отчетливо вырисовывается линейно вытянутая зона северо-западного—юго-восточного простирания разрезов вишневого типа. Эта зона в общих чертах отвечает Восточно-Манычскому и частично Маныч-Гудиловскому прогибам, а также захватывает северную часть Прикумско-Тюленевского вала.

На большей внутренней части указанной зоны формация обладает двучленным строением (первый подтип вишневого разреза) с обособлением нижней, вулканомиктовой и верхней, туфогенной толщ. Положение этой литофациальной области определяется рядом скважин Арбалинской, Вишневской, Надеждинской, Солнечной, Южно-Буйнакской и других площадей. Мощность формации в данной области нарастает от 200—300 м по ее периферии до 700—800 м в центральной части.

Данная область концентрически окаймляется узкой полосой развития второго и третьего подтипов разрезов вишневого типа с недифференцированным строением и отсутствием горизонтов туфов и ортотуффитов, которая образует непрерывную полосу, хотя ее выделение обосновывается достаточно удаленными друг от друга скважинами. Мощность ногайской формации в пределах этой полосы, по-видимому, не превышает 200—300 м на границе с внутренней литофациальной областью и постепенно уменьшается к северу и югу от нее, вплоть до выпадения из разреза.

Гораздо менее уверенно намечается северо-западная часть области развития второго и третьего подтипов вишневого разреза по данным скважин Шангрыкской, Чограйской и Арзгирской площадей.

Помимо этой зоны почти сплошного распространения отложений формации, намечается еще несколько изолированных и небольшой площади участков с разрезом вишневого типа. Положение одного из них определяется скважинами Совхозной площади, в которых формация обладает ярко выраженным двучленным строением. Мощность формации здесь быстро нарастает с севера на юг, почти до 600 м в скв. 5, разрез которой благодаря наличию пачек туфов и лав значительной мощности носит черты переходного типа от вишневого к зурмутинскому.

Два участка развития формации с недифференцированным разрезом по существенной роли в их строении пирокластолитов отнесены к вишневному типу. Один из них намечается в пределах Мектебского поднятия (скв. 2), примыкая с юго-востока к области с зурмутинским типом разреза. Другой определяется скважинами Граничной и Грозненской площадей, являясь северо-западным ограничением другой области разрезов зурмутинского типа. В пределах каждого из этих участков мощность формации, по-видимому, не превышает 200—300 м. Весьма приблизительно контуры участка с вишневым разрезом, фиксируемого Каясулинской скв. 1,— здесь формация представлена вулканогенно-осадочной толщей мощностью 260 м, в которой пирокластические образования концентрируют-

ся в верхней половине. По всей вероятности, этот участок также является северо-западным обрамлением области с зурмутинским разрезом, намечаемой скважинами Березкинской и Бурунной площадей.

Разрезы формаций зурмутинского типа образуют несколько разобщенных областей. Наиболее хорошо обосновывается данными бурения область развития вулканитов, протягивающаяся от Левокумской и Зюбинской до Южно-Ачикулакской и Мектебской площадей. Контуры этой области на севере, востоке и юге уверенно контролируются значительным числом скважин и лишь на западе проводятся весьма условно. Ногайская формация пройдена здесь на полную мощность сравнительно небольшим числом скважин, и для большей части области взаимоотношения формации с подстилающими образованиями выяснены сравнительно слабо.

Для этой области характерен большой диапазон изменения мощности формации — от нескольких десятков метров (Ачикулакская скв. 28 — 49 м, Демьяновская скв. 1 — 51 м) до 501 м (Зурмутинская скв. 10), второй участок повышенной мощности приурочен к Андрей-Курганскому поднятию, где только вскрытая мощность вулканитов превышает 300 м. Примечательно, что в ее пределах ярко выражены существенные различия строения формации. Здесь обособляются четыре из пяти подтипов зурмутинского разреза. Одними лишь кислыми вулканитами (первый подтип) формация представлена на Кумской, Владимировской и Урожайненской площадях и в ряде скважин Ачикулакской, Южно-Ачикулакской и других площадей.

В районе Зурмутинского поднятия (скв. 10) формация обладает двучленным строением: здесь выделяются нижняя, конгломератовая и верхняя, туфолововая толщи (второй подтип зурмутинского разреза).

По данным скважин Подсолнечной, Андрей-Курганской и Мектебской площадей намечаются два участка (возможно, что они образуют непрерывную полосу) с участием в строении формации кислых (лав и туфов) и средних (только лав) вулканитов (третий подтип зурмутинского разреза). Наконец, в этой же области размещается участок, в пределах которого (Левокумская и Зюбинская площади) вскрытая часть формации сложена одними кислыми лавами (четвертый подтип зурмутинского разреза).

Обращает на себя внимание и различие в условиях залегания ногайской формации в рассмотренных областях. Если в области с вишневым разрезом (за исключением северо-западной ее ветви) вулканомиктовая толща ногайской формации залегает на отложениях не древнее средне-триасовых, то в рассматриваемой области с разрезами зурмутинского типа вулканиты с большим перерывом залегают на отложениях низов среднего и нижнего триаса, а также местами и на палеозойском фундаменте.

На большом удалении к югу от охарактеризованных областей Березкинской и Бурунной скважинами выявлены отложения ногайской формации (пятый подтип зурмутинского разреза), заметно отличные от всех вышеописанных. Эти достаточно удаленные друг от друга скважины обладают не только общностью набора участвующих в строении формации пород, но и одинаковой направленностью в распределении типов пород по разрезу. Кроме того, они фиксируют максимальные для всей изученной территории значения мощности (только лишь вскрытой) вулканитовой толщи, хотя ее полная мощность здесь не выяснена. Перечисленные особенности дают основание выделять в этих районах самостоятельную область вулканитовых накоплений специфического состава и строения.

Помимо этих двух областей развития вулканитов, намечаются с гораздо меньшей детальностью еще три области. Две из них, ограниченные по площади, располагаются внутри области с вишневым разрезом и обладают самостоятельным типом разреза формации — синевугровским, характеризующимся переходным обликом. Это расслоенный горизонтами кислых лав терригенный разрез вишневого типа. Не исключено, что эти две области представляют собой единое поле развития чередующихся с терригенными накоплениями лавовых тел той или иной протяженности.

Не может считаться окончательно доказанной самостоятельность области развития лавовой толщи в районе Прасковейской площади, намеченной всего одной скважиной. Сходство вскрытого здесь разреза (четвертый подтип зурмутинского разреза) с лавовой толщей Зюбинской площади допускает возможность того, что здесь мы имеем дело с уцелевшим в опущенном блоке фрагментом некогда единого лавового поля.

Следует отметить существование еще двух изолированных участков развития вулканитовых накоплений. Один из них фиксируется скважинами Капиевской площади. По чередованию туфов и лав как кислого, так и среднего состава его следует рассматривать как поле развития пятого подтипа зурмутинского разреза. Протяженность этого участка к юго-востоку от Капиевской площади не выяснена, мощность формации в оконтуренной части превышает 200 м. Наконец, невыясненных очертаний участок развития пирокластических образований, представленных туфами смешанного состава, намечается скв. 8 Отказненской площади.

Таким образом, обособление области развития ногайской формации, определяемой скважинами Каясулинской, Березкинской и Бурунной площадей, и самостоятельных участков в районах Капиевской и Отказненской площадей позволяет ожидать выявления еще ряда подобных участков и областей к югу и юго-востоку от перечисленных площадей. Это предположение отображено (см. рис. 2) выделением области невыявленного (скорее всего, пятнисто-прерывистого) распространения отложений ногайской формации. В целом ногайская вулканогенно-осадочная формация отвечает эпохе мощного проявления преимущественно наземной вулканической деятельности и интенсивного терригенного красноцветного осадконакопления (как в наземной обстановке, так и в условиях замкнутых уходящих бассейнов) при существовании аридного климата.

Обращает на себя внимание пространственное обособление многочисленных вулканических областей, отвечающих одному или нескольким центрам вулканической деятельности, и единой, по-видимому, области преимущественно терригенной седиментации, развивавшейся при участии и под воздействием эксплозий в соседних областях.

Отличительными чертами одной из вулканических областей — Зюбинско-Ачикулакской — служат следующие особенности: резкое преобладание кислых эксплозивных накоплений над излившимися образованиями при многократном чередовании лав и пирокластов; подчиненное участие лав среднего состава, тяготеющих к верхней части эффузивной толщи; развитие в основании ногайской формации на части территории мощных конгломератов нормально-осадочного генезиса; залегание ногайской формации на подстилающих образованиях с выпадением из разреза целого ряда стратиграфических подразделений; сравнительно небольшая мощность туфолавовой толщи и резкие ее перепады. Скорее всего, данная вулканиче-

ская область сложилась вследствие активности нескольких центров извержений, но местоположение их пока не установлено, за единственным исключением: можно с долей уверенности говорить, что один из таких центров располагался в непосредственной близости от Зюбинской площади.

В пределах обширной Березкинско-Бурунной вулканической области ногайская формация обладает чрезвычайно большой мощностью и образована чередованием кислых и средних пород, с массовым развитием среди них туфов смешанного состава и спекшихся туфов, не характерных для других областей. Слабая изученность позволяет лишь говорить о самостоятельности этой области да о резком различии протекавших здесь процессов по сравнению с остальными областями.

Синебугровская и Приманычская вулканические области, или, возможно, единая Синебугровско-Приманычская область, отличались ослабленностью вулканизма, проявляющегося в виде эпизодических излияний, лишь ненадолго прерывавших интенсивное накопление терригенных осадков. Вулканические процессы в Прасковейской вулканической области характеризовались высокой напряженностью, здесь, возможно, располагался самостоятельный вулканический аппарат.

В области терригенной седиментации значительная часть обломочного материала была представлена продуктами разрушения синхронно сформировавшихся вулканических аппаратов, которые разносились в восточном и юго-восточном направлениях. На ранних стадиях ногайского этапа эффузивно-осадочный и терригенный процессы были пространственно разобщены и существовала лишь узкая переходная зона, куда поступал то терригенный, то пирокластический материал (Совхозная площадь). На более поздних стадиях (туфогенная толща вишневого разреза) пирокластическая стала заноситься и в зону преимущественно терригенного осадкообразования, о чем свидетельствуют горизонты туфов и туффитов.

К концу ногайского этапа эффузивная деятельность затухает. Одновременно в результате ослабления тектонических подвижек и заполнения отрицательных форм рельефа, отвечавших конседиментационным прогибам, прекращается накопление терригенных красноцветов.

В пределах площади развития ногайской вулканогенно-осадочной формации известно несколько случаев обнаружения основных магматических пород. Помимо упоминавшихся выше толеитовых долеритов в скв. 1 Шангрыкской площади, основные породы (базальты, базальтовые и андезитобазальтовые порфириты) вскрыты на Синебугровской (скв. 1), Голубинской (скв. 3) и Западно-Голубинской (скв. 11) площадях, причем во всех этих скважинах они залегают непосредственно под нижнемеловыми (аптскими) отложениями и ни в одной из них не вскрыта их подошва. В последние годы при проведении поискового бурения на северо-востоке Ставрополя и в прилегающих районах Калмыцкой и Дагестанской АССР получены важные данные, значительно расширяющие сведения о мезозойских магматических образованиях Восточного Предкавказья (рис. 5).

На Ильменской площади (скв. 1) под юрскими отложениями вскрыта мощная (свыше 1200 м) толща многократного чередования основных магматических и нормально-осадочных пород. По поднятому керну устанавливается не менее 14—15 горизонтов магматитов и такое же количество разделяющих их алевролитово-аргиллитовых пачек. По облику и литологическим особенностям эти пачки уверенно сопоставляются с

кизлярской свитой среднего триаса, широко распространенной в Восточном Ставрополье и Равнинном Дагестане и повсеместно представленной морскими образованиями. Органические остатки (остракоды, филлоподы, двустворки), обнаруженные в призабойных кернах и определенные Г. А. Ткачук, подтверждают среднетриасовый возраст содержащих их пород.

Распределение пород по разрезу обладает следующими особенностями. Верхняя 700-метровая часть толщи характеризуется приблизительно равным соотношением и небольшой мощностью магматических горизонтов и терригенных пачек. В следующей части разреза (около 350—400 м) мощность горизонтов магматитов возрастает, и они резко преобладают над осадочными породами. Нижний 150—200-метровый отрезок толщи сложен аргиллитами с редкими и маломощными телами магматитов.

С таким строением разреза тесно коррелируется характер магматических образований. Лишь в двух-трех верхних горизонтах встречены андезито-базальты, далее вниз до основания верхней секции следуют однотипные базальты, большей частью миндалекаменные, различающиеся лишь по насыщенности миндалинами, степени измененности и по небольшим колебаниям содержания моноклинного пироксена во вкрапленниках и основной массе. Во всех поднятых отсюда кернах отсутствуют признаки контактного воздействия базальтоидов на вмещающие породы.

В средней части разреза преобладают полнозернистые базальтоиды с долеритовой и в отдельных случаях диабазовой структурами. Здесь же присутствуют ороговикованные вмещающие породы и отмечаются контактные изменения в долеритах. Редкие магматиты в нижней секции разреза представлены как базальтами, так и долеритами, причем последние также сопровождаются контактными изменениями вмещающих пород.

Совершенно иные магматические образования встречены скв. 1 Андриатинской площади (см. рис. 5 см. вкл.). Здесь в алевролитово-аргиллитовой кизлярской свите с известняками в основании, заключенной между нижнетриасовыми и среднеюрскими отложениями, обнаружены полнозернистые магматические породы, по составу и структуре отвечающие диоритовым и граносиенитовым порфиритам. Редкий отбор керна и невыразительная каротажная характеристика позволяют лишь приближенно оценить положение в разрезе, мощность и строение образуемых порфиритами тел. Одно из них, слагаемое граносиенитовыми порфиритами, располагается на расстоянии около 100—150 м от подошвы свиты, по близлежащим кернам и каротажу его мощность оценивается в 100—150 м, выявить характер контактов с вмещающими породами не удается.

Положение нижнего и верхнего контактов второго тела (или тел), сложенного диоритовыми порфиритами, устанавливается по керну с точностью в 20—25 и 5—10 м соответственно, а расстояние между ними составляет 320—340 м. Каротажная характеристика допускает, что этому 340-метровому интервалу отвечают два магматических тела, но отсутствие керна в 50—60-метровом разделяющем их отрезке не позволяет решить этот вопрос однозначно. Таким образом, при суммарной мощности кизлярской свиты с заключенными в ней порфиритами более 1100 м на долю магматических тел приходится около 400—500 м, а сама вмещающая толща имеет мощность не менее 600—700 м. Отчетливо выявляются следы воздействия верхнего тела на вмещающие породы, причем в кровле ясно видны зоны интенсивного экзоконтакта и эндоконтакта, а в подошве (при

расстоянии по керну между телом и вмещающими породами 20—25 м) прослежена только зона гораздо более слабого экзоконтакта.

Близкие по составу магматические образования встречаются также в Арбалинской скв. 11, но здесь вмещающими для них служат вулканиты и терригенные красноцветы ногайской серии. В этой скважине под нижнеюрскими отложениями вскрыт почти 800-метровый разрез, верхние 400—450 м которого представлены чередованием кислых лав и туфов, сменяющихся вниз по разрезу дацитами. Нижние 350—400 м — чередование горизонтов кислых лав и туфов, дацитов и терригенных красноцветов, расслоенных несколькими телами граносиенитовых порфиритов. Имеющийся керн и каротажная характеристика рассматриваемой части разреза позволяют лишь констатировать наличие нескольких таких тел и относительно малую их мощность (первые десятки метров).

Непосредственное отношение к рассматриваемой проблеме имеют данные о строении разреза триаса в Арбалинской скв. 13 (см. рис. 5). Верхняя его часть — терригенная красноцветная толща, залегающая на кизлярской свите среднего триаса и являющаяся фаціальным аналогом карбонатно-терригенной плавнинской свиты верхней половины среднего триаса. В основании красноцветной толщи выделяется 200-метровая пачка своеобразных конгломератов. Галечный и гравийный материал в них представлен одними обломками разнообразных эффузивов с преобладанием кислых пород над средними и основными. В вышележащей части разреза гравийные, песчаные и алевроитовые фракции обломочных пород и оолитовых известняков (с раковинным детритом морских организмов) сложены преимущественно обломками тех же эффузивов, причем вверх по разрезу происходит постепенное разбавление вулканокластового материала кварцем и обломками кремнистых пород. Сходного облика и состава конгломераты, гравелиты и песчаные породы обнаружены на том же стратиграфическом уровне в ряде близрасположенных скважин.

Все эти данные вносят существенные коррективы в представления об истории мезозойского магматизма Восточного Предкавказья. Строение толщ базальтоидов и осадочных пород в Ильменской скв. 1 однозначно свидетельствует о проявлении мощной фазы среднетриасового (доногайского) эффузивного магматизма в виде многократных подводных базальтовых излияний, сопровождавшихся (вероятно, только на начальных стадиях) формированием секущих тел того же состава.

Появление в верхах среднего триаса больших масс вулканомиктовых обломочных пород и их пространственная локализация служат ясным свидетельством того, что во второй половине среднего триаса (в начале плавнинского времени) в непосредственной близости от места накопления этих конгломератов находилась суша — источник поступления в седиментационный бассейн грубого обломочного материала. Эта суша, а точнее архипелаг островов, была сложена практически целиком вулканическими породами, причем лишь частично продуктами базальтоидного магматизма, играющими подчиненную роль в составе вулканомиктового обломочного материала плавнинской свиты. Преобладают же обломки кислых эффузивов. Это указывает на то, что многие из островных поднятий (не выявленные бурением либо же вообще уничтоженные во время формирования вулканомиктовых конгломератов) были образованы кислыми эффузивами.

Следовательно, территория, отвечающая современной зоне сочленения

Восточно-Манычского прогиба и погребенного кряжа Карпинского, в первой половине среднего триаса была ареной напряженной вулканической деятельности. Хотя пространственно-временные соотношения протекавших здесь процессов на сегодня не ясны, можно считать установленным, по крайней мере, сам факт проявления как базальтоидного, так и кислого эффузивного магматизма. Созданные этими процессами постройки с середины среднего триаса стали играть роль поставщиков обильного вулканомиктового материала, захоронявшегося в осадках в непосредственной близости от источников сноса. К концу среднего — началу позднего триаса эти источники потеряли свое значение: были размыты и (или) перекрыты осадками. Об этом свидетельствует направленное изменение вверх по разрезу состава обломочной части в отложениях плавинской и закумской свит.

Магматические породы в Андра-Атинской скв. 1 и Арбагинской скв. 11 слагают тела секущего или пластового характера. Близость их состава, возможно, указывает на принадлежность к одной интрузии либо же на связь с единым глубинным массивом кислых и щелочнокислых пород. Будучи моложе вулканитов ногайской серии, эти интрузии соответствуют интервалу от позднего триаса до ранней юры включительно. Но их пространственное положение свидетельствует о том, что они не принадлежат к ногайской вулканогенно-осадочной формации. По-видимому, их следует рассматривать как проявление последовавшей вслед за становлением этой формации самостоятельной фазы глубинного и гипабиссального интрузивного магматизма.

Большие затруднения вызывает вопрос о возрасте и положении базальтоидов Арзгиро-Мирненской зоны поднятий. Даже если и принять точку зрения М. С. Бурштара с соавторами [1973] о том, что шангрыкские долериты являются интрузивными аналогами базальтовых лав Синегубровской, Голубинской и Западно-Голубинской площадей, то и в этом случае возраст всех этих магматитов может быть определен лишь в интервале поздний триас — ранний мел. Природа тел (лавы или интрузии?) базальтоидов и их взаимоотношения с вмещающими образованиями остались невыясненными, лишь для шангрыкских долеритов ясно, что они моложе кислых лав. Следовательно, единственным свидетельством в пользу принадлежности всех этих магматических пород к ногайской формации остается только их пространственная близость.

Помимо Арзгиро-Мирненской зоны, мезозойские базальтоиды встречены на севере Чернолесской впадины за пределами или в краевых частях площади развития ногайской формации. Фактический материал допускает лавовую либо силловую природу образуемых этими базальтоидами тел, занимающих различное положение в разрезе: в сероцветной терригенной, предположительно ниже-среднеюрской толще (Наримановская площадь); между ногайскими туфами и терригенными красноцветами верхней юры (Отказненская площадь); между сланцевыми толщами складчатого фундамента и теми же терригенными красноцветами верхней юры (Южно-Чернолесская, Харьковская и другие площади); в переслаивании с терригенными красноцветами, предположительно относимыми также к верхней юре (Александровская площадь). Все эти данные определяют возраст основных магматитов Чернолесской впадины не точнее чем ранне-позднеюрский.

На большем удалении от площадей развития ногайской формации на западе Ставрополя и на востоке Краснодарского края — основные

магматиты распространены более широко и занимают иное положение в разрезе. В некоторых скважинах Янкульской площади маломощные горизонты туфов основного состава залегают между титонскими красноцветами и готеривскими отложениями. В отдельных скважинах Расшеватской площади туфы основного состава приурочены к верхней части альбского яруса. Наконец, широкое распространение вулканитов (базальтовых и андезитовых лав и пирокластолитов) на Армавирской, Александровской, Советской и других площадях Армавирского района послужило основанием для выделения нижнемелового (апт-альбского) армавирского вулканического комплекса [Шарданов, Шиманский, 1963; Корнев, 1965].

Все эти данные показывают, что проявления основного (базальтоидного) магматизма как в эффузивной, так и, по-видимому, в интрузивной форме имели место в разное время в разных частях Предкавказья. Обращает на себя внимание и то, что основные магматиты пространственно и по времени образования связаны с типичными платформенными формациями юры и нижнего мела. Все это хотя и не решает окончательно вопрос о возрасте и положении основных магматитов Арзгиро-Мирненской зоны, но позволяет считать, что они не имеют со слагающими ногайскую формацию образованиями ни генетической, ни временной связи и что, следовательно, они не принадлежат к этой формации.

Таким образом, становление ногайской верхнетриасовой вулканогенно-осадочной формации Восточного Предкавказья было связано с эпохой мощного наземного вулканизма, проявившегося в виде многочисленных излияний кислых и в гораздо меньшей степени средних лав и интенсивной эксплозивной деятельности.

Эта эпоха эффузивной деятельности была лишь одной из фаз мезозойского, главным образом триасового, магматизма, проявившихся с разной интенсивностью и в различных формах. О составе, строении и распространении продуктов, соответствующих этим фазам, имеются лишь фрагментарные сведения, причем весьма вероятно, что в современных разрезах Восточного Предкавказья сохранилась лишь незначительная часть таких продуктов. Но и по этим фрагментарным сведениям можно сделать вывод о проявлении следующих до- и посленогайских фаз триасового магматизма:

- 1) раннетриасовой (оленекской) вулканической фазы, представленной лишь кислыми продуктами эксплозивной деятельности;
- 2) среднетриасовой (анизийской) фазы очень мощного подводного базальтового вулканизма и кислого вулканизма, о котором можно судить лишь по продуктам разрушения сформировавшихся построек, захоронным в более молодых отложениях;
- 3) поздне триасовой—раннеюрской фазы кислого и щелочнокислого интрузивного глубинного (?) и гипабиссального магматизма;
- 4) поздне триасовой—раннемеловой (?) фазы базальтоидного магматизма в эффузивной и интрузивной формах.

ЛИТЕРАТУРА

Арбатов А. А., Бурштар М. С., Швембергер Ю. Н. Граница фундамент — чехол и нижний предел распространения скоплений нефти и газа на молодых платформах // Проблемы нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов мезозоя Кавказа. М.: ВНИГНИ, 1972. С. 19—32. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 120).

Бурштар М. С., Мышкова Ю. Ф., Швембергер Ю. Н. Осадочно-вулканогенный

комплекс (верхний триас — нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 58—67.

Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. 202 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 163).

Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты // Сов. геология. 1965. № 8. С. 151—157.

Корнев Г. П. Армавирский вулканический комплекс // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Л.: Недра, 1965. С. 382—410. (Тр. КФ ВНИИ; Вып. 16).

Крылов Н. А., Мазанов В. Ф. Стадийность становления платформ // Тектоника и полезные ископаемые Сибири. М.: Наука, 1982. С. 12—20.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1963. 238 с.

Мышкова Ю. Ф. Условия осадконакопления и петрография пород триаса Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВНИГНИ, 1975. 24 с.

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Швыдко Н. И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты — формации и нефтеносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123—151.

Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 72 с.

Решение Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас). Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.

Савина А. И., Сайдаковский Л. Я. Стратиграфия триасовых отложений Восточного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 3. С. 684—687.

Хаин В. Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский поздне триасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1189—1192.

Хаин В. Е., Славин В. И. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980. № 2. С. 3—14.

Шарданов А. Н., Шиманский А. А. О возрасте вулканогенных пород Западного Предкавказья // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 6. С. 1441—1444.

УДК 551.263.06:552.333.8:553.98

Е. Е. Карнюшина

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Среди нефтегазоносных вулканогенно-осадочных пород широко распространены вулканогенно-обломочные и вулканогенно-биоогенно-кремнистые разности, что особенно характерно для природных резервуаров осадочных бассейнов Тихоокеанского кольца. Исследования вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, с которыми, по данным Л. Э. Левина с соавторами [1982], связано до 6,5% месторождений нефти и газа от их общего числа, показали, что свойства пород-коллекторов в них сильно изменчивы. Изменчивость обусловлена аутигенным минералообразованием в постседиментационные стадии и наложенными метасоматическими процессами. Среди этих многообразных явлений нами рассматриваются изменения состава и свойств отложений при диагенетическом карбонатобразовании, а также катагенетическая зональность вулканогенно-осадочных пород, устанавливаемая по формам кремнезема, глинистым минералам и цеолитам. Кроме того,

описываются следы метасоматоза в катагенетически преобразованных отложениях.

Диagenетическое карбонатообразование. Изучение карбонатных включений в вулканогенно-осадочных породах Западной Камчатки позволило выделить в кайнозойском разрезе снизу вверх кальцитовый, кальцит-доломитовый и сидеритовый конкреционные комплексы. Установлено, что такая вертикальная зональность обусловлена составом иловых вод, определявшимся степенью мористости осадков и влиянием на них продуктов вулканической деятельности [Супруненко и др., 1976]. Кальцитовые и кальцит-доломитовые конкреции образовались в отложениях внешнего шельфа и впадин континентального склона. Влияние эксплозий сказывалось в обогащении осадков удаленных мористых фаций магнийсодержащими компонентами. При ослабленной вулканической деятельности и в наиболее мористых отложениях преобладал кальцит. Сидеритовый комплекс формировался в закрытых участках шельфа и в пределах прибрежной аллювиальной равнины, где происходило относительное обогащение отложений малоподвижным железом.

Кальцитовый комплекс (мощность 1500 м) связан с туфотерригенными образованиями олигоцена—среднего миоцена. Основные типы пород здесь — туфогенные и туффитовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, количество тефроидного материала в которых возрастает вверх по разрезу, где появляются биогенные кремнистые образования. Рассеянные и концентрированные карбонатные включения приурочены в основном к песчано-алевритовым разностям, порообразующие компоненты которых представлены на 40—60% обломками андезитов. Остальная часть зерен состоит из средних—основных плагиоклазов и девитрифицированных витрокластов. Породы насыщены обрывками обугленных растительных тканей и цементируются обычно аутигенным веществом силикатного либо карбонатного состава, в котором химическим и термическим анализами установлено преобладание кальция.

Распределяются аутигенные карбонаты в пределах пластов крайне неравномерно, что отражено в морфологии их выделений и в колебаниях содержаний от первых процентов до 60—70%. Начальная карбонатизация проявляется микроскопически пятнистыми изолированными замещениями вулканокластов и вторичными обособлениями кальцита в порах. При дальнейшем развитии этого процесса сначала возникают смешанные обломочно-карбонатные породы с реликтовыми песчано-алевритовыми структурами, а затем известняки замещения, слагающие горизонты гигантских конкреций, диаметр которых достигает 3 м.

Аутигенный кальцит в составе смешанных обломочно-карбонатных пород обычно наблюдается в виде пойкилитовых выделений сферолитового строения. Вторичные известняки конкреций имеют микро- и мелкозернистые структуры, причем иногда агрегаты кальцита образуют лапчатые контуры со сферолитовым погасанием. Основная карбонатная масса конкреций равномерно насыщена глобулами пирита, содержит реликты кристаллов плагиоклазов, чешуек слюд и панцирей диатомей. Сохранившиеся от растворения первичные компоненты составляют нередко всего 5—10%.

В верхней половине разреза, где возрастает роль тефроидных и биогенных кремнистых компонентов, в составе карбонатных стяжений, помимо кальцита, появляется доломитовая составляющая. При этом количество доло-

мита сильно колеблется и порой превосходит содержание кальцита, обусловленная гетерогенность комплекса. Эта часть комплекса прослежена также в образованиях каменной свиты (миоцен) о-ва Беринга. Здесь среди тонкочередующихся дацит-андезитовых туффитов и туфоопок суммарной видимой мощностью до 1000 м часто встречаются шаровидные кальцитовые конкреции диаметром 10—15 см. Доля конкрециеобразователя в таких «шарах» не превышает 50%, причем доломитовая составляющая на порядок ниже кальцитовой. В изолированных среди тонкообломочных пород и более мощных пластах песчаников прослеживаются уплотненные кальцитовые стяжения размером 20×25 см и толщиной до 10 см, состоящие на 80% из конкрециеобразующего минерала. В конкрециях опок либо в стяжениях на границах биогенно-кремнистых и обломочных туффитов отмечаются повышенные количества доломита. Его преобладание наблюдается лишь в верхней части разреза, где линзы среди туфов с лавовыми покровами достигают размера 0,7×2,5 м и содержат (в %): доломита 45—47, кальцита 4—6, сидерита 1—3, нерастворимого остатка 43—55. Микроструктура рассмотренных карбонатных выделений неравномерная, микро-мелкозернистая, участки сгустковая, с реликтами замещенных обломочных и биогенных компонентов.

Кальцит-доломитовый конкреционный комплекс связан с туффито-диатомитовыми отложениями среднего миоцена суммарной мощностью до 700 м. Широко распространенные здесь туфокремнистые породы состоят из переменных количеств диатомового (30—70%), песчано-алевритового тефроидного (20—30%) и пелитового глинисто-кремнистого (20—50%) материала. В туфодиатомитах биогенные остатки представлены опаловыми скорлупками диатомей, которые в опоках замещаются кристобалитом и халцедоном. Туфы имеют андезитовый состав, их песчаные и алевритовые разности относятся к витрокристаллолитокластическим типам, алевропелитовые разновидности сложены преимущественно витрокластами. Туффиты содержат, помимо указанных тефроидных компонентов, терригенную примесь (20—40%), представленную калишпатом, кварцем, обломками метаморфических пород, а также детрит створок диатомей, раковинок фораминифер, остатки спикул в количестве до 10%.

Среди вторичных карбонатов здесь преобладает доломит, особенно интенсивно (на 70—90%) замещающий биогенно-кремнистые и обломочные породы с алевритовой структурой основной массы. Кальцитовые стяжения относительно редки и характеризуются более низким содержанием конкрециеобразователя. По туфодиатомитам и пепловым туфам развивается неравномернозернистый, микро- и мелкокристаллический доломит. Реликтовые первичные структуры проявляются в теневых контурах витрокластов, а также в присутствии сгустков (диаметром 0,05—0,1 мм), обусловленных замещением карбонатами кремнезема диатомей, размеры которых колеблются именно в этих пределах. Реже встречаются доломиты равномерносреднезернистые.

Сидеритовый конкреционный комплекс характерен для туффитовой угленосной молассы верхнего миоцена, мощность которой составляет 200—300 м. Моласса сложена рыхлыми, участками слабоуплотненными песчаными и алевритовыми туффитами с прослоями лигнитов. Диагенетические карбонаты представлены практически одним сидеритом. При содержании компонента 50—90% выделяются туфоалевритовые сидериты. В гомоген-

ных стяжениях карбонатная масса превышает 90%, отличается микрозернистой структурой и сетчатой микротекстурой.

Источником С для аутигенного карбонатообразования в рассмотренных вулканогенно-осадочных отложениях служили продукты распада органического вещества (ОВ). Об этом свидетельствует значительное снижение количества $C_{орг}$ в конкрециях по сравнению с вмещающими их породами. При возрастании аутигенной карбонатности от 10 до 80% содержание $C_{орг}$ убывает от 1—0,6 до 0,4—0,15%. Это положение подтверждается также исследованиями изотопов С из аналогичных вышеописанным диагенетических карбонатов кайнозойских вулканогенно-осадочных отложений о-ва Карагинского [Покровский, 1980]. Здесь установлено, что в отличие от биогенных и хемогенных морских карбонатов, характеризующихся $\delta^{13}C$ от +4 до -4‰, цемент и конкреции в туфообломочных породах содержат легкие изотопы (средние значения $\delta^{13}C$ составляют -16,5 и -18,5‰), а из стяжений среди диатомитов $\delta^{13}C$ имеет в среднем +9,7‰. Автор считает, что такой изотопный состав свидетельствует о том, что источником С являлись углекислота и метан, выделявшиеся при распаде ОВ.

Аутигенное карбонатообразование приводит также к значительным изменениям физических свойств вулканогенно-осадочных пород. Сравнение параметров физических свойств конкреций и вмещающих их отложений свидетельствует о разной степени уплотнения вещества. Коэффициент уплотнения ($K_{уп}$ по Б. К. Прошлякову [1974]) во вмещающих породах изменяется от 0,4 до 0,75, указывая на слабую степень уплотнения, а в конкрециях $K_{уп}$ составляет 0,80—0,88, что отвечает состоянию среднего и сильного уплотнения вещества. Одновременно наблюдается снижение величины открытой пористости ($m_{от}$) в стяжениях в 3—5 раз по сравнению с вмещающими их породами. Все это приводит к неравномерности емкостных и фильтрационных свойств коллекторов в пределах однофациальных пластов, находящихся на одинаковых грациях катагенеза.

Катагенетическая зональность. Катагенетическая зональность вулканогенно-осадочных отложений в ряду туфобиогенно-кремнистых образований устанавливается по преобладающим формам кремнезема, в группе вулканогенно-обломочных пород наиболее устойчивые аутигенные ассоциации представлены глинистыми минералами и цеолитами. Катагенетическая зональность основных минеральных форм кремнезема в различных регионах Тихоокеанского кольца характеризуется определенными термическими уровнями при значительных колебаниях по глубине. Опал-А распространен в разрезах до термоуровня не более 50° С, преобладание опала-СТ наблюдается до 70—90° С, нижезалегающая кварцевая зона исследована до термоуровня 150° С (см. таблицу). В целом наблюдается тенденция к уменьшению глубины и мощности зон с ростом геотермического градиента. Вместе с тем обращает на себя внимание в отложениях Западной Камчатки, о-ва Хоккайдо и Калифорнийского бордерленда появление кристобалита и кварца в области более низких температур независимо от величины геотермического градиента. Это, вероятно, следует связывать с дополнительными порциями кремнезема, освобождающимися в туфобиогенных силицитах при разложении тефроидной примеси. В биосилицитах, не содержащих тефрогенного материала, смена минеральных форм SiO_2 происходит при более высоких температурах, такова зональность в порцелланитах формации Монтерей и в пилегитах Восточного Сахалина (см. таблицу).

**Температурно-глубинная зональность форм кремнезема
в кайнозойских отложениях Тихоокеанского кольца**

Зона по SiO ₂	Туфобиогенные силициты			Биогенные силициты	
	Западная Камчатка (1)	Калифорнийский бордерленд (2)	Северный Хоккайдо (3)	Восточный Сахалин (4)	Калифорния (5)
Опал-А	25/200	30/535	45/650	50/1200	48/550
Опал-СТ	65/1000	50/800	69/1500	90/2300	79/1250
Кварц* (халцедон)	150/3550	75/1000	140/4500	140/4000	106/2000

* В кварцевой зоне указаны параметры на нижнем уровне изученного разреза.

Примечание. В числителе — температура, °С; в знаменателе — глубина в подошве зоны, м. Литературный источник (цифры в скобках): 1 — Карношина, Супруненко, 1975; 2 — Гречин, 1983б; 3 — Kazama, 1980; 4 — Данченко, 1983; 5 — Isaaks, 1984.

Соотношения форм кремнезема со степенью углефикации гумусовых включений и с параметрами физических свойств силицитов, установленные для кайнозойских отложений Западной Камчатки, показывают, что опал-СТ появляется в туфодиатомитах уже в начале стадии протокатагенеза, где медленное значение открытой пористости ($m_{от}^{Md}$) этих пород составляет 42%. В средней части этой зоны туфоопки имеют $m_{от}^{Md}$ 30%. На грациях ПК₂—МК₁ в туфоопках среди форм SiO₂ обнаружены опал-СТ и кварц, $m_{от}^{Md}$ этих пород составляет 15%. С грациями МК₂—МК₃ связаны существенно кварцевые формы кремнезема, распространенные здесь перекристаллизованные туфоопки обычно являются трещиноватыми, открытая пористость их матрицы не превышает 2%.

Катагенетическая зональность туфов и туфитов рассматривается на примере ранее охарактеризованных вулканогенно-обломочных отложений Западной Камчатки, а также с использованием материалов по кайнозойским осадочным бассейнам Японии и нефтяным месторождениям Южно-Каспийского нефтегазового бассейна (НГБ). Начальные стадии преобразования туфов охарактеризованы по данным глубоководного бурения в прикалифорнийской части Тихого океана (рейс 63 б/с «Гломар Челленджер»). Во вскрытых скважинами миоцен-голоценовых отложений описаны шлаковые, пемзовые и витрокластические пепловые туфы [Гречин, 1983а]. Шлаковые туфы имеют базальтовый, реже андезитовый состав, пемзовые разности сложены пузыристыми стеклами андезитового, дацитового или риолитового состава, в витрокластических туфах распространены рогульчатые стекла риолитов и дацитов. В верхней части вскрытого скважинами разреза выделяется зона неизмененного вулканического стекла мощностью 160—535 м. Признаки первых изменений обнаруживаются на глубинах от 184,5 до 692,5 м в зависимости от величины геотермического градиента и прослежены до забоя скв. 467 на глубине 1041 м. Интенсивнее всего изменяются шлаковые туфы, породообразующие компоненты которых замещаются агрегатом смектита, анальцимом, иногда калиевым полевым шпатом. Встречаются также аутигенные выделения карбонатов. Среди смектитов, развивающихся по шлаковым обломкам, выделены их натриевые разности и магнияльно-железистые, свидетельствующие о начале хлоритизации. Для пемзовых и витрокластических туфов среднего—кислого состава

ва характерны железистые смектиты, с которыми ассоциируют клиноптилолит и анальцим. В породах, содержащих терригенный материал, появляется примесь хлорита и иллита, а среди цеолитов преобладает клиноптилолит.

В миоценовых туфах Точилинского разреза на западе Камчатки В. И. Гречин [1976] также выделил I и II зоны, мощностью соответственно 800 и 1200 м. В 1000-метровой III зоне при преобладании смектита и постоянно присутствующего клиноптилолита широко распространен анальцим, а в низах разреза появляется ректорит. В туффитах Ичинского прогиба смектит, ассоциирующий с опалом-А и опалом-СТ, прослеживается уже в верхней части разреза. С уровня 400—500 м начинают встречаться смешаннослойные хлорит-монтмориллонитовые образования, нижняя граница распространения которых контролируется здесь сменой туффитовых пород терригенными. Среди цеолитов до глубины около 1000 м распространен десмин, ниже появляется и постепенно становится преобладающим анальцим.

Анализ глубинно-температурной зональности цеолитов и глинистых минералов в вулканогенно-осадочных породах свидетельствует о том, что:

I зона неизменного вулканического стекла сохраняется до температур не более 35—40° С и максимальная глубина встречаемости такого стекла не превышает 1000 м. В отдельных районах в этой верхней зоне отмечается глинизация стекла (рис. 1). Вероятно, при возникновении подобной смешанной зональности большую роль играют иловые воды, свойства которых обеспечивают раннюю глинизацию и цеолитизацию витрокластов. Подобные характеристики верхняя зона имеет в ряде кайнозойских впадин Камчатки и Японских островов;

II зона — клиноптилолита и монтмориллонита — охватывает значительный диапазон глубин и температур, максимальные значения которых составляют соответственно 3100 м и 115°С;

III зона отмечена появлением анальцима на фоне минералов группы гейландита и распространением наряду с монтмориллонитом смешаннослойных образований типа ректорита. В отдельных случаях в нижней половине разреза можно выделить анальцимовую подзону IIIa, граница распространения которой достигает 3600 м, где температура составляет 140°С;

IV зона ломонтита и иллита прослежена в наиболее глубокопогруженных бассейнах Японии, где она занимает базальное положение, распространяясь на глубины более 4000 м в область температур, превышающих 150° С.

Таким образом, минералогическая зональность вулканогенно-обломочных пород относительно выдержана, но глубинно-температурный контроль ее может нарушаться ввиду сильного влияния на аутигенез исходного состава пород и иловых вод. Например, по данным В. И. Гречина [1983а], это отчетливо видно при сравнении измененных базальтовых шлаковых туфов и более кислых разностей. В шлаковых туфах ассоциации вторичных минералов представлены три- и диоктаэдрическими смектитами, анальцимом и калиевыми полевыми шпатами. В пемзовых и витрокластических туфах смектиты только диоктаэдрические, а вместо калишпатов развивается клиноптилолит, что хорошо согласуется с многочисленными данными о его предпочтительном образовании по кислому—среднему вулканическому стеклу.

Вопрос о роли времени в формировании минералогической зональности

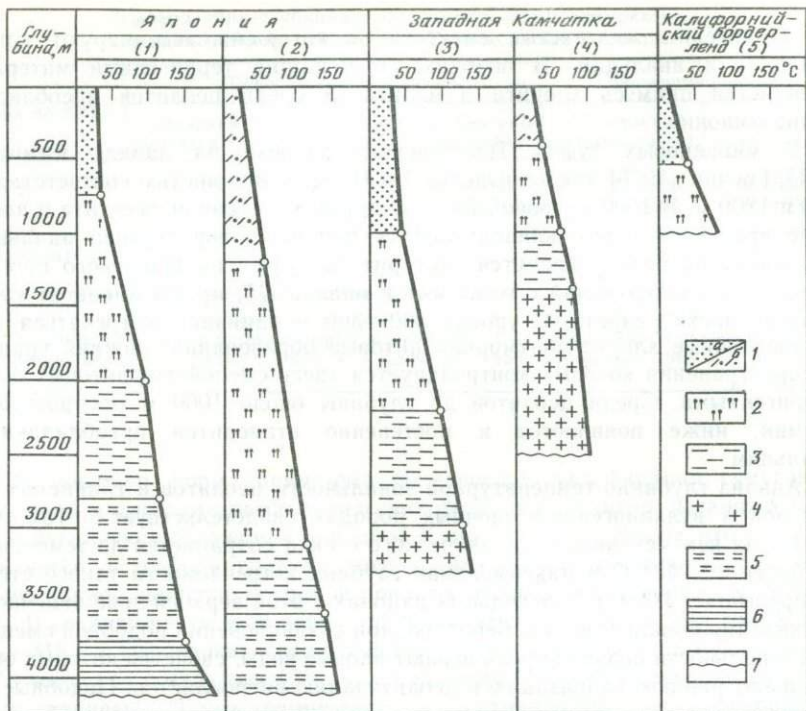


Рис. 1. Температурно-глубинная зональность аутигенных минералов вулканогенно-осадочных пород Тихоокеанского кольца

1—I зона неизменного (а) и слабоизменного (б) вулканического стекла; 2—II зона минералов группы гейландита и смектита; 3—III зона гейландита, анальцима и смешаннослойных глинистых образований; 4—IIIa подзона преобладания анальцима; 5—IV зона ломонтита и иллита; 6—зона метаморфизма; 7—нижний уровень исследованных отложений

Литературный источник (цифры в скобках): 1—Mizutani, 1967; 2—Aoygi, Kazama, 1980; 3—Гречин, 1976; 4—Карюшина, Супруненко, 1975; 5—Гречин, 1983а

вулканогенно-осадочных пород может в данном случае рассматриваться лишь в самом общем виде. Судя по положению ломонтитовой зоны, можно сказать, что она связана с относительно более древними частями кайнозойского разреза в условиях прогрессивного и не осложненного гидротермальной деятельностью катагенеза.

Сопоставление минеральной зональности вулканогенно-осадочных пород с градациями катагенеза, проведенное для миоценовых отложений Западной Камчатки, свидетельствует о приуроченности двух верхних зон (неизменное стекло + монтмориллонит и десмин + монтмориллонит) к градациям ПК₁—ПК₂. Анальцим и смешаннослойные минералы появляются в заметных количествах на градации ПК₃ и преобладают в подзоне мезокатагенеза [Карюшина, Супруненко, 1975].

Коллекторы в рассматриваемых кайнозойских отложениях Западной Камчатки, представленные преимущественно песчано-алевритовыми туффидами, характеризуются высокой открытой пористостью и низкими фильтрационными свойствами матрицы. Однако катагенетическое трещинообразова-

ние и интенсивное выщелачивание приводят к возникновению в вулканогенно-осадочных породах смешанных порово-трещинно-кавернозных коллекторов. Эти процессы проявляются на различных глубинах и, что особенно важно, широко распространены в более низких катагенетических зонах.

Примером могут служить нефтеносные туфы и туффиты месторождений Южно-Каспийского НГБ. На месторождениях Самгори-Патардзеули и Телети этого бассейна среднеэоценовые продуктивные коллекторы, представленные лито-, кристалло- и витрокластическими цеолитизированными туфами, залегают на глубине от 2500 до 4000 м в интервале разреза, находящемся на грациях МК₂—МК₃ [Китовани и др., 1983]. Здесь среди вторичных минералов в верхней части рассматриваемого разреза наблюдаются ломонтит, клинотилолит и анальцим, ассоциирующие с хлоритом и монтмориллонитом. По данным Н. А. Асланикашвили [1977], на месторождении Телети коллекторы этой цеолитовой зоны являются порово-трещинными, их открытая пористость составляет 8—9%, при этом матрица остается практически непроницаемой. Вторичные минералы нижележащей части разреза представлены ломонтитом и хлорит-гидрослюдистыми образованиями. Пористость матрицы здесь уменьшается до 1%, $K_{пр}$, редко превышает $1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. В то же время, по геофизическим данным, общая пористость составляет 12%, $K_{пр}$ изменяется от 1 до $400 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и более, что свидетельствует о существовании трещинно-кавернозных коллекторов в рассматриваемой части разреза [Китовани и др., 1983].

На месторождении Мурадханлы нефтеносность вулканогенных и вулканогенно-обломочных образований верхнего мела и среднего эоцена, залегающих на глубине 3000—4500 м, в температурном интервале 115—150° С [Гусейнов и др., 1984], также связана с коллекторами подобного типа. При этом для вулканитов и грубозернистых туфов и брекчий верхнего мела характерен трещинно-кавернозно-поровый коллектор, а в песчано-алевритовых туфах и туффитах среднего эоцена развито порово-трещинное пустотное пространство [Никитин и др., 1980]. Эффективная пористость пород-коллекторов мелового возраста колеблется в широких пределах — от 0,6 до 26%, что обусловлено наличием в поровом пространстве локально распространенных пустот выщелачивания диаметром до 1 мм, а также каверн размером до $2 \times 1,5 \text{ см}$. При отсутствии форм выщелачивания трещинная пористость изменяется от 0,004 до 0,04%, матрица этих пород практически непроницаема [Кондрушкин, 1981]. Проницаемость коллекторов эоцена также незначительна [Никитин и др., 1980]. На основании данных Э. Х. Мадатова [1980] продуктивный интервал вулканогенно-осадочного разреза месторождения Мурадханлы можно отнести к III и IV зонам цеолитизации (анальцим — гейландит — ломонтитовая ассоциация). Вторичные минералы замещают отдельные компоненты пород, а также образуют гомогенные скопления цеолитов.

Среди особенностей рассматриваемых месторождений Южно-Каспийского НГБ обращает на себя внимание несоответствие между коллекторскими свойствами вулканогенно-обломочных пород и относительно высокими дебитами нефти: 30—40 т/сут через 5-миллиметровый штуцер в скважине-первооткрывательнице на Мурадханлы и 260—300 т/сут через 12- и 18-миллиметровые штуцеры на месторождении Самгори-Патардзеули [Гусейнов, Рахманов, 1978; Асланикашвили, 1877]. Большинство исследователей объясняют это обстоятельство блочно-каверново-трещинной моделью коллектора

[Александров и др., 1978; Шнурман, Крылова, 1981]. В значительной мере это справедливо, но следует иметь в виду и развитие ультрамикropористости, обусловленной цеолитизацией. Вторичные цеолиты в подзоне мезокатагенеза способствуют в ряде случаев разуплотнению вулканогенно-обломочных пород, увеличению их емкостных и фильтрационных способностей [Карнюшина, 1986], что связано с наличием полостей в кристаллической решетке этих минералов. Вполне вероятно также возможность заполнения этих полостей УВ с последующей их десорбцией и одновременным вытеснением воды в определенных термодинамических условиях [Асланикашвили, 1980].

Таким образом, в вулканогенно-обломочных породах первично-поровые коллекторы распространены в зоне неизмененного стекла (градации ПК₁—ПК₂). К нижезалегающим цеолитовым зонам приурочены смешанные типы коллекторов. При этом для пепловых разностей туфов и туффигов характерно трещинно-поровое пустотное пространство. Грубозернистые разности характеризуются, помимо наличия трещин, вторичной пористостью и кавернозностью, проявляющимися в нижних частях подзоны мезокатагенеза.

Метасоматические образования. Наряду с прогрессивными катагенетическими изменениями, ведущими к направленному сокращению первичного порового пространства, наблюдаются также в различной степени выраженные наложенные процессы, приводящие к скачкообразным изменениям свойств отложений не только по вертикали, но и по площади в пределах одноименных подзон катагенеза. Такие явления обусловлены особенностями гидрогеологического режима, связаны с привнесением—выносом вещества и развитием метасоматической зональности. Последняя, как показал Д. С. Коржинский [1974], выражена прерывистым (от зоны к зоне) изменением минерального состава пород с тенденцией к образованию резких фронтов замещения, так как скорость их продвижения контролируется составом минералов исходной породы.

Характерным результатом метасоматических процессов является уменьшение числа сосуществующих минералов по мере замещения полиминеральной породы, хотя на фронте замещения число минеральных видов может возрастать. Метасоматоз наиболее интенсивно протекает в хорошо проницаемых пластах, что было показано многими исследователями для областей развития гидротермальной деятельности, а также в ряде случаев установлено при изучении пород-коллекторов нефтегазоносных бассейнов. Например, на отдельных месторождениях Западно-Сибирского, Азово-Кубанского и Тимано-Печорского бассейнов в терригенных коллекторах наблюдается метасоматоз каолинита по гидрослюдасто-хлоритовому первичному цементу.

Этот процесс, связанный с выщелачиванием вещества под действием агрессивных углекислых вод в период роста структур, приводит к значительному улучшению емкостных и фильтрационных свойств продуктивных песчаников и алевролитов [Лебедев и др., 1976; Дементьева, Петрова, 1978; Малышева, 1984]. В центральных частях таких пластов развиваются крупные вторичные поры, периферия проницаемых тел слагается каолинизированными песчано-алевролитовыми породами. За пределами участков выщелачивания и каолинизации находятся мало измененные наложенными процессами участки пластов. В кровле и подошве, а иногда только в подошве породы карбонатизированы и их пористость резко сокращена до первых процентов. Карбонатизация описывается либо в качестве процесса, сопря-

женного во времени с каолинизацией, либо как самостоятельное явление в тонких пластах песчаников, залегающих среди мощных глинистых пачек. Б. А. Лебедевым и соавторами [1976] в Западной Сибири описаны случаи крайне неравномерного распределения карбонатов по площади отдельных структур, когда практически бескарбонатные толщи замещаются по латерали разрезами, в которых карбонатизация прослеживается от фундамента вверх через всю толщу мезозойских отложений. Такие «карбонатные столбы» установлены по многим скважинам в южной части Западно-Сибирского НГБ, и возникновение их объясняется наложенными эпигенетическими процессами.

С этими же процессами связано образование «цеолитовых столбов» мощностью до 300 м, встреченных в нижнемеловых песчаниках Тазовского и Заполярного поднятий Западной Сибири. Еще более выраженные зоны цеолитообразования описывались в мезозойском терригенном комплексе Восточной Сибири. Так, в отложениях различных частей Приверхоанского прогиба наблюдались мощные (до 2,5 км) вертикальные зоны цеолитообразования, связанные с осаждением этих минералов из растворов [Королева, 1977]. Цеолиты представлены гейландитом в верхних частях разреза, где его призматические кристаллы выполняют стенки пор в слабоуплотненных породах. Ниже прослеживается ломонтит, основные же его выделения наблюдаются в пределах территорий интенсивных тектонических дислокаций, где возникают цеолиты ломонтита по песчаникам. М. Е. Каплан [1977] отметила приуроченность ломонтита к наиболее проницаемым породам, что может дополнительно свидетельствовать о вероятности формирования его из низкотемпературных термальных вод.

В Голыгинском прогибе на юго-западе Камчатки цеолиты прослеживаются практически по всему разрезу олигоцен-миоценовых отложений Крестовской скв. ГП-1, пройденной с отбором керна в интервале 1100—3550 м. Цеолиты наблюдаются в различных типах вулканогенно-осадочных пород, но массовые их выделения связаны с хорошо проницаемыми пластами туфов и туффитов. Таблитчатые кристаллы гейландита (рис. 2, а, см. вкл.) наблюдаются в порах кристаллокластических туфов среднего состава в верхней части изученного разреза. На дифрактограмме порошка этой цеолитсодержащей породы гейландит диагностируется по серии отражений: 8,93; 7,90; 6,70; 5,09; 4,62; 3,93; 2,94; 2,78 Å.

Метасоматические агрегаты призматических кристаллов ломонтита и морденита в виде радиально-лучистых обособлений диаметром до 1,5 мм ассоциируют с хлоритом и замещают на 50—60% минеральную массу туффитов на глубине 1863—1869 и 3102—3105 м. Эти цеолитолиты имеют преимущественно морденитовый состав, о чем свидетельствуют данные химического анализа (в %): SiO_2 — 65,4; TiO_2 — 0,46; Al_2O_3 — 14,75; Fe_2O_3 — 1,83; FeO — 2,3; MnO — 0,052; MgO — 1,47; CaO — 4,06; Na_2O — 3,50; K_2O — 1,88; P_2O_5 — 0,142; CO_2 — следы; H_2O^+ — 3,58; $\text{S}_{\text{общ}}$ — 0,21; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 0,09. Отношения: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=4,43$; $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}=1,32$; $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{SiO}_2=0,14$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,86$. На электронно-микроскопических снимках можно наблюдать характер замещения вулканического стекла хлоритом и морденитом (рис. 2, з, д, см. вкл.). В составе цеолитов нижележащего интервала (3147—3177 м) преобладает ломонтит, ассоциирующий с альбитом, хлоритом и пиритом. Химическим анализом установлено содержание (в %): SiO_2 — 56,5; TiO_2 — 0,80; Al_2O_3 — 15,42; Fe_2O_3 — 4,34; FeO — 4,23; MnO — 0,103; MgO — 4,04; CaO — 4,35; Na_2O — 4,20;

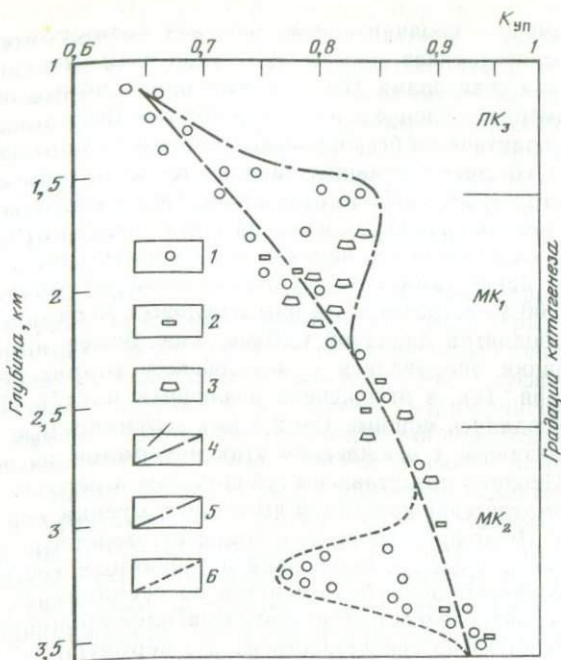


Рис. 3. Уплотнение вулканогенно-осадочных пород под влиянием гидротермальных процессов в зоне катагенеза (Южная Камчатка, Крестовская скв. ГП-1)

1, 2 — туффиты: 1 — песчаные и алевритовые, 2 — глинистые, 3 — туфодиациты и туфоопоки; 4—6 — кривые изменения плотности пород: 4 — под влиянием давления нагрузки и аутигенного минералообразования, 5 — за счет наложенной карбонатизации, 6 — за счет наложенной цеолитизации

K_2O — 0,91; P_2O_5 — 0,190; CO_2 — следы; H_2O^+ — 4,93; $S_{общ}$ — 0,24; $C_{орг}$ — 0,15. Отношения: SiO_2/Al_2O_3 — 3,66; $(Na_2O+K_2O)/CaO=1,17$; $(Na_2O+K_2O+CaO)/SiO_2=0,17$; $Na_2O/K_2O=4,6$. Строение лучистых агрегатов призматических кристаллов цеолитов иллюстрируется рис. 2, е (см. вкл.). Процессы цеолитизации в изученном разрезе приводят к снижению плотности пород, уменьшению величины $K_{уп}$ (рис. 3) и улучшению коллекторских свойств туффитов [Карньюшина, 1986].

Проницаемые цеолитизированные пласты разделены флюидоупорами, сложенными кремнистыми пелитовыми туффитами, туфодиациты и туфоопоками (рис. 2, в, см. вкл.). На границе с коллектором флюидоупоры нередко кальцитизированы (рис. 2, б, см. вкл.) и переуплотнены (см. рис. 3). Таким образом, наложенные метасоматические процессы приводят к значительным вариациям в степени уплотнения пород, находящихся в зоне катагенеза.

Выводы. Вторичные постседиментационные процессы в вулканогенно-осадочных формациях приводят к существенным изменениям и возникновению резких неоднородностей в минеральном составе и физических свойствах слагающих их пород. Латеральная неравномерность свойств возникает уже на стадии диагенеза однофациальных отложений и обусловлена, в частности, широко распространенными процессами конкреционного

карбонатообразования. В катагенезе формируется вертикальная зональность свойств отложений, а наложенные метасоматические процессы вызывают перерождение вулканогенно-осадочных пород, что приводит к скачкообразному изменению их минерального состава и степени уплотнения. В результате возникают сложнопостроенные тела природных резервуаров в нефтегазоносных формациях.

ЛИТЕРАТУРА

Александров В. Б., Желтухин Ю. Л., Нанадзе А. О. и др. Особенности разработки вулканогенно-осадочных коллекторов среднего эоцена // Нефт. хоз-во. 1978. № 10. С. 33—37.

Асланикашвили Н. А. Особенности состава пород-коллекторов Самгори-Патардзеульского месторождения нефти // Сообщ. АН ГССР. 1977. Т. 88, № 3. С. 621—624.

Асланикашвили Н. А. Цеолиты в породах-коллекторах Патардзеульского месторождения нефти // Сообщ. АН ГССР. 1980. Т. 97, № 3. С. 649—651.

Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация и катагенез). М.: Наука, 1976. 138 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 282).

Гречин В. И. Вулканогенные осадки и породы: седиментация и постседиментационные преобразования // Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1983а. С. 186—209. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).

Гречин В. И. Неогенные кремнистые осадки // Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1983б. С. 170—186. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 387).

Гусейнов А. Н., Алиев Э. Ш., Виноградов К. В., Таиров Д. Н. Термодинамические и гидродинамические особенности месторождения Мурадханлы // Азерб. нефт. хоз-во. 1984. № 4. С. 1—7.

Гусейнов А. Н., Рахманов Р. Р. О некоторых закономерностях распределения нефти в эффузивных образованиях // Азерб. нефт. хоз-во. 1978. № 10. С. 6—10.

Данченко Р. В. Литология и коллекторские свойства кремнистых нефтеносных отложений неогена Сахалина: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1983. 22 с.

Деметьева О. Ф., Петрова Р. Н. Вторичные преобразования терригенных пород нижне-среднеюрской и нижнемеловой формаций Западного Предкавказья // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах: Тез. докл. II Всесоюз. конф. М.: МИНХиГП, 1978. С. 106—108.

Каплан М. Е. Цеолиты мезозойского терригенного комплекса севера Восточной Сибири // Литогенез нефтегазоносных комплексов. Л.: Недра, 1977. С. 159—164. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 392).

Карноушина Е. Е. Катагенез и наложенные процессы как факторы изменения свойств природных резервуаров // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1986. С. 80—90.

Карноушина Е. Е., Супруненко О. И. Катагенез неогеновых отложений юго-западной Камчатки // Вопросы геологии и нефтегазоносности Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 61—65.

Китовани Ш. К., Такашвили А. О., Гудушаури С. В. О вулканогенных коллекторах Самгори-Патардзеульского нефтяного месторождения // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1983. С. 57—64.

Кондрушкин Ю. М. Структура эффузивных коллекторов месторождения Мурадханлы и возможный метод оценки запасов нефти // Азерб. нефт. хоз-во. 1981. № 6. С. 15—17.

Коржинский Д. С. Проблема отличия метасоматических образований от магматических и осадочных // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 5—12.

Королева Р. В. Особенности литогенеза нижнемеловых отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Литогенез нефтегазоносных комплексов. Л.: Недра, 1977. С. 5—14. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 392).

Лебедев Б. А., Аристова Г. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1976. 130 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 361).

Левин Л. Э., Вирта А. Н., Клубов С. В., Надарейшвили Г. Л. Особенности распространения пород-коллекторов в островных дугах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 108—111.

Мадатов Э. Х. Цеолиты из разрезов разведочных площадей Азербайджана // Геология, поиски, разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку, 1980. С. 31—32. (Тр. АзНИПИнефть; Вып. 50).

Малышева Е. О. Морфология и генезис каолинитового цемента пермских коллекторов Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. С. 122—125.

Никитин П. И., Мириев Г. М., Мехтиева Л. А. Особенности разработки месторождения Мурадханлы // Геология, поиски, разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Баку, 1980. С. 56—60. (Тр. АзНИПИнефть; Вып. 50).

Покровский Б. Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений острова Карагинского по изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88—98.

Прошляков Б. К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.

Супруненко О. И., Карнюшина Е. Е., Воскресенская М. Ф. О составе карбонатов в неогеновых отложениях Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 941—944.

Шнурман Г. А., Крылова О. В. Методика определения литологического состава и эффективной емкости вулканогенно-осадочных коллекторов по данным промысловой геофизики // Нефтегазовая геология и геофизика. 1981. № 5. С. 21—26.

Aoyagi K., Kazama T. Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis // Sedimentology. 1980. Vol. 27. P. 179—188.

Isaacs C. M. The Moterey-key to offshore California boom // Oil and Gas J. 1984. N. 9. P. 75—81.

Kazama T. Estimation of paleotemperature by sedimentary petrological method // J. Jap. Assoc. Petrol. Technol. 1980. Vol. 45. P. 362—366.

Mizutani S. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1967. Vol. 15, N 2. P. 99—111.

УДК 551.263.036:553.98(470.13)

Н. С. Окнова, Г. Ф. Рожков, Ю. Н. Любина

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЗОЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Нефтегазоносные формации являются, по В. В. Семеновичу [1985, с. 257], «центральной объектом изучения осадочно-породных бассейнов, основной единицей нефтегеологического районирования и прогнозной оценки бассейнов, основой количественного и качественного прогноза нефтегазоносности». Изучение условий образования нефтегазоносных формаций имеет большое практическое значение, так как дает возможность повысить эффективность прогноза ловушек углеводородов (УВ), особенно литологического и стратиграфического типов.

Для восстановления палеогеографических обстановок накопления терригенных нефтегазоносных формаций палеозоя Тимано-Печорской провинции были использованы комплексные литолого-геофизические исследования, включающие палеогеоморфологический анализ по разным видам каротажа, гранулометрический, минералогический и текстурный анализы, а также данные сейсморазведки.

В палеозойском разрезе Тимано-Печорской провинции выделяются три

основные нефтегазоносные формации: среднедевонско-нижнефранская, нижне-средневизейская и верхнепермская.

Среднедевонско-нижнефранская терригенная формация. Для нее характерно закономерное увеличение мощностей, а также уменьшение зернистости и возрастание роли морских карбонатных отложений в восточных районах провинции. В западном направлении мощности формации уменьшаются, вплоть до полного исчезновения, с образованием заливообразной линии выклинивания.

Среднедевонская нефтегазоносная формация накапливалась в прибрежно-морских и морских условиях. Для разреза формации типично переослаивание песчано-алевритовых пород мономинерального кварцевого состава. Основным источником сноса терригенного материала было Тиманское поднятие. В тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы, а также лейкоксен, на долю которого в районе Ухты приходится 80—90% при содержании тяжелой фракции 8-25%.

В районе Яреги путем картирования динамических индексов условий седиментации удалось реконструировать положение палеодельты веерообразной формы, сильно выдвинутой в море. Общая протяженность дельты с запада на восток составляет примерно 100 км, а с севера на юг — около 150 км. Районы Ярегской и Джьерской структур представляли собой надводную часть дельты с многочисленными сильно меандрирующими палеопотоками, протягивающимися с запада на восток. Восточнее, в районе Савинобора, находилась подводная часть дельты — авандельта, представляющая собой огромную конусовидную отмель, которая обрамлена симметрично расположенными по обеим сторонам от ее оси зонами с застойными условиями седиментации и слабым развитием донных стоковых течений. На выпуклом мористом крае палеодельты выделяется довольно широкая окаймляющая полоса интерференции стоковых и донных течений в зоне мелководного шельфа [Рожков, 1984]. Общие контуры палеодельты подтверждаются и данными минералогического анализа. Ареалы распространения основного минерала тяжелой фракции — лейкоксена повторяют очертания палеодельты.

Выделенная палеодельта имеет площадь более 1000 км², т. е. примерно равна площади современной дельты Волги, а следовательно, должна быть сформирована крупной рекой с большим водосборным бассейном. Проведенные исследования, а также данные, полученные при поисках бокситов, показали, что истоки главного русла палеореки находились в северо-западных районах. Река текла вдоль Тиманского поднятия с северо-запада на юго-восток (рис. 1, см. вкл.) и дренировала практически весь восточный склон Тиманской палеосуши. В северной части системы (район р. Белой) В. А. Гроссгеймом была зафиксирована косая слоистость речного типа, ориентировка которой указывает на течение реки в южном направлении. Общее падение гранулометрического уровня осадков свидетельствует о перемещении обломочного материала вдоль палеоречной системы в южных и восточных направлениях. В районе современной р. Цильмы находился правый приток реки, устанавливаемый по данным текстурного анализа. В районе Ухты течение палеореки менялось с субмеридионального на субширотное. Ниже, при впадении в открытое море, она образовала хорошо развитую палеодельту.

Коллекторские свойства пород в районе дельты и прибрежной части

бассейна весьма высокие: открытая пористость нередко превышает 17—20%, а проницаемость составляет несколько сот и более тысячи миллидарси. Проведенная реконструкция палеоречной системы, особенно дельтовой ее части, повышает достоверность прогнозирования ловушек нефти и газа, поскольку формирование изолированных песчаных тел, совместно с общим региональным выклиниванием, создает благоприятные условия для скопления УВ в ловушках неструктурного типа.

На севере Тимано-Печорской провинции среднедевонская терригенная формация развита в пределах Печоро-Колвинского и Шапкино-Юрьяхинского валов. На этой территории существовал довольно большой морской залив, который располагался между Тиманской сушей на западе и Большеземельским сводом на востоке. В юго-восточной части залива находилось палеоподняtie, отвечающее современному Лайско-Лодминскому валу и отделившее залив от Усино-Возейского пролива.

Основной снос терригенного материала шел с северо-запада на юго-восток и осуществлялся стоковыми течениями, направленными вниз по региональному палеосклону. По данным гранулометрического анализа, размер зерен уменьшается в южном направлении. Так, для афонинского горизонта гранулометрический коэффициент ПНКФ (появление наиболее крупной фракции) уменьшается в южном направлении от 1,42 до 0,71 мм. По данным картирования гранулометрических индексов, снятых с генетической диаграммы, в отложениях северной части Тимано-Печорской провинции отмечается чередование осадков, отложенных сильными и слабыми стоковыми течениями, а в более северных районах наблюдается золотая переработка материала. Для этой территории была характерна смена фациальных типов отложений, а также чередование речных и прибрежно-морских отложений. Здесь располагалась прибрежная аккумулятивная равнина, временами заливавшаяся морем. Трансгрессии моря наступали с юго-востока, затопляя северные территории, а наиболее приподнятые прибрежные участки оставались на севере, где сохранились следы золотой переработки материала.

Коллекторские свойства среднедевонских пород в северной части Тимано-Печорской провинции высокие. Так, в районе Усы и южной части Возея открытая пористость достигает 16—20%, проницаемость — сотни и реже тысячи миллидарси. В более северных районах коллекторские свойства ухудшаются: открытая пористость составляет 6—12, изредка 15—17%, проницаемость — десятки миллидарси, редко до 400 мД. Последнее связано с сильным уплотнением пород вследствие их погружения на глубины более 4000 м [Меннер и др., 1982].

Региональным экраном для среднедевонских отложений служит пачка кыновских глин мощностью от 15 до 60 м, повсеместно развитая на Печоро-Колвинском мегавале и достигающая первых сотен метров.

Фациальная изменчивость пластов, способствующая образованию изолированных песчаных тел, делает отложения перспективными для поисков неструктурных залежей УВ. К северу перспективы уменьшаются в связи с уплотнением пород.

Нижне-средневизейская терригенная формация. Представлена песчано-алевритовыми породами кварцевого состава. Контурь визейского бассейна в общих чертах унаследованы от среднедевонского времени. Региональный палеосклон также имел наклон в юго-восточном направлении. Тиманское

поднятия, вытянутое в субмеридиональном направлении, было захвачено сильными поднятиями и расширилось. Тиман представлял собой сушу со сложным рельефом, включавшим возвышенности и долины рек, одна из которых прослежена на несколько сот километров (рис. 2, см. вкл.).

Положение палеорула было установлено при поисках бокситов, приуроченных к основанию визейских терригенных отложений, залегающих в пониженных частях рельефа на поверхности глинисто-карбонатных пород нижнего фамена. Главным свидетельством существования реки является глубокий эрозионный врез, глубина которого достигает 3—5 км, а ширина — 40—50 км. Палеорека унаследована от среднедевонского времени, но дельта ее расположена несколько южнее, чем в среднедевонскую эпоху.

Реликты еще одной речной системы обнаруживаются в южной части Печоро-Кожвинского мегавала, оконтуренной на карте (см. рис. 2). Палеогеоморфологические исследования, проведенные на этом участке, позволили установить обширную дельтовую равнину с размерами 80×80 км, для которой был характерен пересеченный рельеф с каньонами, протоками и котловинами.

В западной части бассейна отложения визейского возраста наиболее грубозернистые и песчаные. К востоку песчанность уменьшается, разрез обогащается глинами. Общая тенденция изменения литологического состава свидетельствует об углублении бассейна в восточном направлении.

Основной снос терригенного материала происходил с Тиманского поднятия, откуда поступали кварцевый материал и устойчивые минералы, составляющие тяжелую фракцию. В юго-восточной части бассейна, по-видимому, существовали островные поднятия, с которых сносился дополнительный обломочный материал. Об этом свидетельствуют замеры косой слойчатости, ориентированной под углом СЗ 285°, в визейских отложениях по р. Подчерем, а также вещественный состав пород, который сменяется полимиктовым с комплексом тяжелых минералов, в котором присутствует типичный для Урала минерал — шпинель.

Практический интерес представляет западная часть визейского бассейна, где происходит выклинивание отложений. Здесь формация представлена мелководными осадками, отложениями дельт и временных потоков. Увеличивается зернистость, и улучшаются коллекторские свойства отложений. Однако визейские коллекторы не имеют региональной покрывки. Непроницаемыми экранами для них служат одновозрастные глины, а в областях размыва — пермские глинисто-карбонатные породы. Это снижает перспективность визейской терригенной формации.

Верхнепермская терригенная нефтегазоносная формация. Представлена отложениями уфимского, казанского и татарского ярусов. В северных районах развиты пестроцветные, в южных преобладают красноцветные породы песчано-алевритового состава с прослоями и линзами песчаников.

Отложения верхнепермской терригенной формации были детально изучены в северной части Тимано-Печорской провинции, в пределах Печоро-Колвинского вала и Хорейверской впадины (рис. 3, см. вкл.). В этом районе формация представлена переслаиванием сероцветных песчаников, алевритов и аргиллитов с морской, лагунно-морской и пресноводной фауной, с тонкими прослоями углей. Мощность составляет 200—400 м и увеличивается к северо-западу.

Пробы верхнепермских отложений на динамогенетической диаграмме в

основном попадают в поле речных течений (78%), небольшое количество занимает поле донных осадков (16%), еще меньше — поле застойных условий седиментации (6%), а в поле эоловой переработки речного материала попадает всего лишь несколько точек. По данным картирования динамических индексов, на изученной территории выделяются речные долины с многочисленными меандрирующими руслами, для которых была характерна активная динамика среды осадконакопления. В пределах палеоречных долин происходила гидро- и аэродинамическая переработка материала. Эти долины разделяются вытянутыми ареалами также субмеридионального направления, вдоль которых действовали слабые стоковые течения; здесь нет следов эоловой переработки материала. При трансгрессиях моря северная часть палеоречной системы затоплялась и превращалась в морское мелководье, в пределах которого действовали донные течения.

По данным картирования отдельных гранулометрических параметров (средний и модалный размеры зерен, появление наиболее крупнозернистой фракции, значение вариации и т. д.), наиболее крупный обломочный материал поступал с юго-востока, со стороны Урала, более мелкозернистый — со стороны Печоро-Кожвинского мегавала. Региональное перемещение кластического материала шло в направлении с юго-востока на северо-запад. Выделенное направление хорошо согласуется с определениями направления палеотечений по замерам ориентировки косых серий в кернах скважин. Исключение составляет район Харьяги, где течения были направлены на юго-запад. Отклонение от основного направления можно объяснить только сильным меандрированием палеорусел.

Из данных минералогического анализа также следует, что основной снос терригенного материала происходил с Урала. Об этом свидетельствует полимиктовый характер пород с большим количеством обломков пород самого различного состава и комплекс аксессуарных минералов, представленный типичными для Урала ильменитом, амфиболами, минералами группы эпидота и хромшпинелидами, образующимися при разрушении офилитовых комплексов. Поступавший в больших количествах полимиктовый кластический материал переносился реками и временными потоками в северо-западном направлении. Дополнительный снос шел с Печоро-Кожвинского мегавала. В процессе транспортировки происходила дифференциация материала по устойчивости и гидравлической крупности, вследствие чего вблизи области сноса накапливались наиболее неустойчивые и гидравлически крупные минералы, а вдали от нее — устойчивые и гидравлически мелкие. Автоматическая обработка минералогических данных с помощью программного комплекса ГЕОМОД [Окнова, Козулина, 1984] позволила выделить тренды и градиенты распространения обломочного материала, направленные с юго-востока, со стороны Урала, на северо-запад.

В палеогеоморфологическом отношении к концу позднепермской эпохи в пределах рассматриваемой территории преобладали пологие слаборасчлененные равнины, где господствовали преимущественно континентальные условия. Важным палеогеоморфологическим элементом являлись русловые потоки, переносившие грубообломочный материал.

Таким образом, проведенные литолого-палеогеографические исследования верхнепермской формации показали, что в период ее формирования на севере Тимано-Печорской провинции располагалась низменная прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, в пределах которой сущест-

вовала обширная речная долина, расширявшаяся в северном направлении. Западный и восточный борта долины совпадали с простираем разломов глобального заложения. В пределах этой системы выделялись два основных палеоруслу, в которых происходили интенсивные гидро- и аэродинамическая переработка материала и формирование коллекторов высокого качества с открытой пористостью более 20% и проницаемостью до 3000 мД. Руслу разделялись зонами, вдоль которых действовали более слабые течения и формировались более мелкозернистые осадки с худшими коллекторскими свойствами.

Сопоставление материалов палеогеографических реконструкций с данными сейсморазведки позволило выделить участки, перспективные для поисков залежей нефти и газа неантиклинального типа, расположенные на склонах Печоро-Колвинского и Шапкино-Юрьянского валов и связанные с выклиниваниями и резкими сокращениями мощностей в сочетании с линзовидным строением отложений, что обусловлено их фациальной природой.

В раннем триасе палеогеографическая обстановка на севере Тимано-Печорской провинции сохранялась прежней. Аллювиально-дельтовые отложения постепенно распространились в северо-западном направлении. Поэтому по мере их выдвигания на север от Печорской синеклизы продуктивными становятся все более молодые отложения пермо-триаса и мезозоя.

В целом для рассматриваемого региона характерна палеогеографическая приуроченность крупных скоплений УВ к дельтовым и авандельтовым отложениям, а также преимущественное нахождение залежей в ловушках неантиклинального типа (для среднедевонской формации — около 70%) [Макаревич и др., 1984].

ЛИТЕРАТУРА

Макаревич В. Н., Бакланов Э. К., Удот Г. Д., Холодилов В. А. Сложнопостроенные ловушки Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на севере Европейской части СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 5—16.

Меннер В. В., Буракевич Е. Н., Ларионова З. В. Оценка коллекторов в терригенном комплексе девона Печоро-Колвинской зоны // Миграция УВ и условия формирования коллекторов нефти. М.: Наука, 1982. С. 83—90.

Окнова Н. С., Козулина Т. Н. Палеогеография и формирование терригенных коллекторов в верхнепермских отложениях Тимано-Печорской провинции // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на севере Европейской части СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 44—52.

Рожков Г. Ф. Реконструкция палеоречной системы в среднем девоне Тимано-Печорской провинции — основа прогнозирования ловушек УВ // Условия формирования ловушек неантиклинального типа на севере Европейской части СССР. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 17—24.

Семенович В. В. Нефтегазоносные формации — центральный объект изучения осадочно-породных бассейнов // Формации осадочных бассейнов. М.: Изд-во МГУ, 1985. Т. 1. С. 257—258.

Н. И. Бойко, Е. М. Пушкарский, В. И. Седлецкий

ТРИАСОВЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В Западном Предкавказье одним из перспективных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ является триасовый комплекс отложений. В Восточном Предкавказье в ниже-среднетриасовых отложениях уже открыты месторождения углеводородов (УВ) на Урожайненской, Зимнеставкинской, Совхозной и других площадях. В Западном Предкавказье установлена промышленная нефтегазоносность не только ниже-среднетриасовых (Староминская площадь), но и верхнетриасовых (площади Челбасская, Каневская, Расшеватская) отложений. Однако дальнейшие поисково-разведочные работы затрудняются их слабой изученностью.

Отложения триаса достаточно широко распространены в Западном Предкавказье. В зоне Передового хребта и частично в зонах Главного хребта и Промежуточной они выходят на дневную поверхность, а севернее, в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Восточно-Кубанской впадины, Каневско-Березанского вала, Тимашевской ступени, Иркиевской впадины, вскрыты бурением на нефтеразведочных площадях. Они представлены как карбонатными, так и терригенными породами. Карбонатные отложения образуют две формации — нижнюю, индско-анизийскую и верхнюю, норийскую.

В данной работе на основании результатов детального петрографического, минералогического и механического изучения индско-анизийских и норийских карбонатных отложений в полосе их выходов на дневную поверхность (28 разрезов), изучения кернового материала по разведочным площадям и привлечения геологических материалов предшествующих исследователей [Аладатов, Жабрева, 1965; Бурштар и др., 1970; Алексин и др., 1973; Корнеев, Крипиневиц, 1973; Ростовцев и др., 1973; Юдин и др., 1974; Савельева, Шумова, 1977; и др.] анализируются литолого-фациальные особенности и условия образования этих отложений на всей территории Западного Предкавказья.

В распределении индско-анизийских отложений по площади наблюдается определенная закономерность. В пределах Гузерипльской депрессии они представлены преимущественно терригенными образованиями, которые в северном направлении замещаются карбонатными породами, локально включающими органогенные постройки, а последние еще севернее, в свою очередь, снова сменяются терригенными породами. Наблюдаемая закономерная смена по площади одних типов пород другими позволяет выделить в полосе распространения индско-анизийских отложений следующие основные фациальные комплексы (рис. 1).

А. Комплекс относительно глубоководных отложений, представленный преимущественно грубообломочными известняками. Область накопления располагалась в относительно глубоководной зоне морского бассейна (возможно, пологий континентальный склон).

Б. Комплекс отложений внешнего шельфа, характеризующийся в основном карбонатным составом пород.

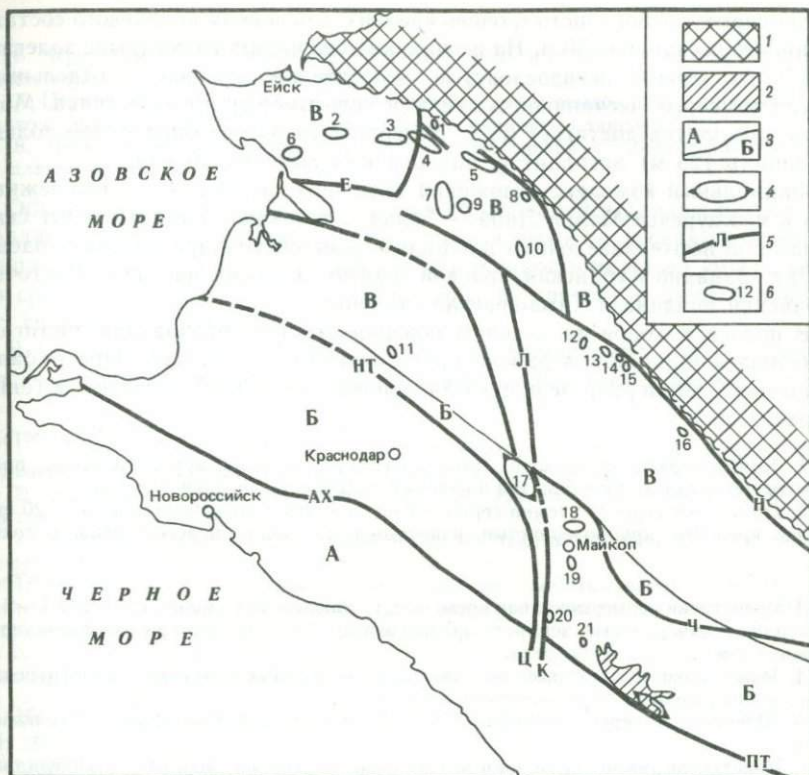


Рис. 1. Схематическая фациальная карта индско-анизийских отложений в Западном Предкавказье

1 — области отсутствия отложений индско-анизийского яруса; 2 — области выхода на поверхность отложений индско-анизийского яруса; 3 — граница фациальных комплексов; 4 — установленные органогенные постройки; 5 — разломы (здесь и на рис. 2): Ц — Цицинский, К — Курджипский, Ч — Черкесский, Л — Ладожский, Н — Невинномысский, НТ — Новотитаровский, шовные зоны: ПТ — Пшекиш-Тырныаузская, АХ — Ахтырская, Е — Ейская, 6 — поисково-разведочные площади, вскрывшие индско-анизийские отложения: 1 — Куго-Ейская, 2 — Шербиновская, 3 — Албашинская, 4 — Староминская, 5 — Ленинградская, 6 — Ясенская, 7 — Крыловская, 8 — Павловская, 9 — Восточно-Крыловская, 10 — Леушковская, 11 — Медведовская, 12 — Нововладимирская, 13 — Ловлинская, 14 — Северо-Казанская, 15 — Казанская, 16 — Соколовская, 17 — Великая, 18 — Майкопская, 19 — Курджипская, 20 — Дагестанская, 21 — Каменномотская

Фациальные комплексы: А — относительно глубоководных отложений, Б — внешнего шельфа, В — внутреннего шельфа

В. Комплекс образований внутреннего шельфа, представленный главным образом терригенными породами.

Каждый из выделенных фациальных комплексов отложений характеризуется определенным составом пород, тектонической приуроченностью и условиями формирования (рис. 1).

Относительно глубоководные отложения имеют ограниченное распространение. Их локальные выходы известны в пределах Гузерипльской депрессии. В основании комплекса (100 м) повсеместно залегают конгломераты светлосерые до серых, массивные, крепкие, выше расположена толща песчаников

светло-серых, грубослоистых, очень крепких, в основном кварцевого состава. Мощность песчаников 50 м. На песчаниках без видимого перерыва залегают аргиллиты черные, псевдослоистые, относительно крепкие, с отдельными прослоями серых песчаников и линзами пелитоморфного известняка. Мощность аргиллитов достигает 65 м. Завершается разрез однородной толщей (мощность 125 м) аргиллитов, аналогичных вышеописанным.

Фациальный комплекс отложений внешнего шельфа четко прослеживается в междуречье Малая Лаба — Белая, а в закрытой части вскрыт скважинами на нефтеразведочных площадях (Адыгейско-Карачаевский краевой массив, Западно-Кубанский краевой прогиб, а также частично Восточно-Кубанская впадина и Тимашевская ступень).

В полосе выходов на дневную поверхность эти образования достигают наибольшей мощности в районе правого притока р. Малая Лаба — балки Никитина. Здесь в разрезе индско-азиатских отложений выделяются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Конгломераты зеленовато-серые, массивные, крепкие, крупногалечные, преимущественно с галькой карбонатов и изверженных пород основного состава	20
2. Песчаники серые до темно-серых, мелкослоистые (мощность слоев 15—20 см), средней крепости, крупнозернистые, известковистые, кварц-полевошпатового состава	10
	Мощность, м
3. Известняки серые, локально кремовые, грубослоистые (мощность слоев 1—2 м) и массивные, кавернозные, зернисто-органогенные, локально биогермные, песчанисто-доломитистые	70
4. Известняки темно-серые, массивные, на отдельных участках псевдогрубослоистые, очень крепкие, неравномернозернистые	80
5. Известняки серые, тонкослоистые (2—8 см), пелитоморфные и мелкозернистые	110
6. Известняки темно-серые, иногда кремовые, массивные, местами брекчиевидные, среднезернистые	80
7. Чередование известняков темно-серых, тонкослоистых (1—10 см), пелитоморфных с известняками серыми, очень тонкослоистыми (1 мм — 1 см), глинистыми. Известняки сильно перемяты	70
8. Известняки серые, массивные, прочные, сильно перекристаллизованные, разнозернистые, иногда наблюдаются пачки известняков темно-серых, листоватых, пелитоморфных, глинистых	180

Суммарная мощность отложений карбонатной формации в данном разрезе составляет, таким образом, 620 м. В западном направлении по р. Бугунжа, у места ее слияния с ручьем Уривок, мощность формации резко сокращается до 250 м вследствие выпадения из разреза нижних пачек.

Более полный разрез фациального комплекса отложений внешнего шельфа описан на горе Малый Тхач, где снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Конгломераты серовато-зеленые, массивные, плотные, средне-крупногалечные	20
2. Песчаники серые с зеленоватым оттенком, грубослоистые, крупнозернистые, с линзами гравелитов	20
3. Известняки серые, крупнослоистые, крепкие, пелитоморфные, местами органогенно-детритовые, доломитистые	15
4. Известняки темно-серые и серые, тонкослоистые (0,5—8 см), пелитоморфные с раковинным изломом, песчанистые, с листоватыми прослоями глинистых сланцев	90
5. Известняки голубовато- и желтовато-серые, преимущественно массивные, крепкие, сахаровидные, разнозернистые, местами оолитовые	30

6. Чередование зеленовато-серых брекчиевидных и серых песчаных известняков и пестроокрашенных глинистых сланцев	100
7. Переслаивание известняков коричневатого-серых и темно-серых, тонкослоистых, пелитоморфных, доломитистых с листоватыми глинистыми сланцами	100
8. Чередование темно-серых глинистых известняков с глинистыми сланцами и алевролитами	70

Общая мощность индско-анизийских образований в данном разрезе составляет 445 м. У западной границы полосы выходов древних отложений внешнего шельфа на дневную поверхность мощность их снова уменьшается и в среднем течении р. Сахрай, по правому ее притоку — балке Свинячий лог, составляет лишь 244,5 м.

В среднем течении р. Белой, южнее пос. Каменноостского, в составе индско-анизийской карбонатной формации описаны (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты серые и темно-серые, массивные, разногалечные с галькой кристаллических сланцев, гранитоидов, красноцветных песчаников	3
2. Известняки серые, массивные, крепкие, средне-крупнозернистые, местами оолитовые, песчаные	20
3. Известняки темно-серые, мелко-среднеслоистые, разнозернистые, песчаные и песчаные	180
4. Известняки темно-серые, очень крепкие, мелкослоистые (10—15 см), пелитоморфные, сильно дислоцированные и разбитые многочисленными трещинами, которые выполнены вторичным кальцитом	55
5. Чередование известняков серых и зеленовато-серых, слоистых, крепких, разнозернистых с зеленоватыми микрослоистыми аргиллитами и алевролитами	25

Общая мощность разреза отложений внешнего шельфа по р. Белой достигает 283 м.

Севернее и северо-западнее полосы выходов на дневную поверхность эти же отложения были вскрыты на отдельных нефтеразведочных площадях, преимущественно в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Лагонакской ступени и Адыгейского выступа. На Каменноостской площади мощность анизийских пород не превышает первых десятков метров. Это терригенные образования, характерные для нижней части разреза. Верхняя, вероятно карбонатная, его часть была размыта в предладинское время. В западном направлении, в пределах Дагестанской площади, нижнетриасовые образования (мощность 101 м) представлены известняками темно-серыми, слоистыми, в нижней и верхней частях разреза массивными, пелитоморфными, глинистыми, с тонкими (до 2 см) прослоями черных известковых аргиллитов. В основании толщи встречаются полимиктовые песчаники и конгломераты. Аналогичные породы известны на Майкопской структуре и предполагаются на Курджипской.

В северо-западном направлении, на площади Великой, отложения этого комплекса представлены известняками сильнокавернозными, органогенно-детритовыми и биогермными, местами сильно доломитизированными. Мощность карбонатной толщи достигает 875 м. Выше наблюдается чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников суммарной мощностью 700—750 м.

Фациальный комплекс отложений прибрежного шельфа вскрыт на северо-восточном борту Восточно-Кубанской впадины (площади Соколовская, Казанская, Северо-Казанская, Ловлинская, Нововладимирская), в Иркиевской впадине (площади Леушковская, Павловская, Восточно-

Крыловская, Крыловская, Ленинградская, Староминская, Кугоейская), на Азовском выступе (Албашинская, Щербиновская и Ясенская структуры) и Тимашевской ступени (площадь Медведовская). Сложен он преимущественно терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями мощностью до 1900 м (площадь Староминская).

Анализ вещественного состава индско-азиатских отложений показывает, что в их формировании участвовали различные геологические процессы.

Относительно глубоководные отложения, представленные грубообломочными породами, накапливались в морском геосинклинальном прогибе Северо-Западного Кавказа. Преобладание гравийно-галечного обломочного материала и часто известняковый его состав указывают на относительно спокойный, хотя и некомпенсированный характер осадконакопления.

Мелководные отложения индско-азиатского времени формировались в морском эпиконтинентальном бассейне, расположенном в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Каневско-Березанского вала, Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского краевого прогиба, Тимашевской ступени, Иркилевской впадины и Азовского выступа. Следует отметить довольно резкие различия в условиях накопления осадков на внешнем и прибрежном шельфах этого бассейна. На внешнем шельфе, северные границы которого контролировались Черкесским и Новотитаровским глубинными разломами, формировались преимущественно карбонатные (известковые) осадки. Поступление терригенного материала сюда было в целом незначительным (1—5%). Лишь в зоне приподнятого в рассматриваемое время Адыгейского выступа получили распространение обломочные отложения (Каменноостская площадь). Мощные линейно вытянутые зоны рифогенных построек, характерные для позднего триаса [Бойко, Пушкарский, 1983], здесь отсутствуют. И лишь на отдельных выступах фундамента и локальных антиклинальных структурах создавались экологические условия, благоприятные для развития различных по мощности и сложности строения биогермов (площадь Великая, балка Никитина и др.).

Комплекс отложений прибрежного шельфа сформировался в соседстве с интенсивно разрушавшейся северной и северо-восточной сушей. Существенное влияние на осадконакопление в этом районе оказывала также вулканическая деятельность (площадь Староминская).

Отложения норийского яруса в исследуемом районе характеризуются относительной пестротой вещественного состава. В самых южных районах в полосе выходов на дневную поверхность они представлены в основном терригенными образованиями, которые по направлению к северу замещаются различными типами карбонатных пород. Еще севернее происходит смена карбонатных отложений снова терригенными. Важнейшей особенностью норийских отложений Западного Предкавказья является широкое участие в разрезах органогенных построек. Закономерная смена по площади одних типов пород другими, наличие органогенных сооружений, отражающих конкретные палеогеографическую и структурно-тектоническую обстановки, позволяют выделить среди норийских образований следующие фациальные комплексы, имеющие региональное распространение (рис. 2).

А. Фациальный комплекс относительно глубоководных отложений, выраженный флишoidным чередованием преимущественно терригенных

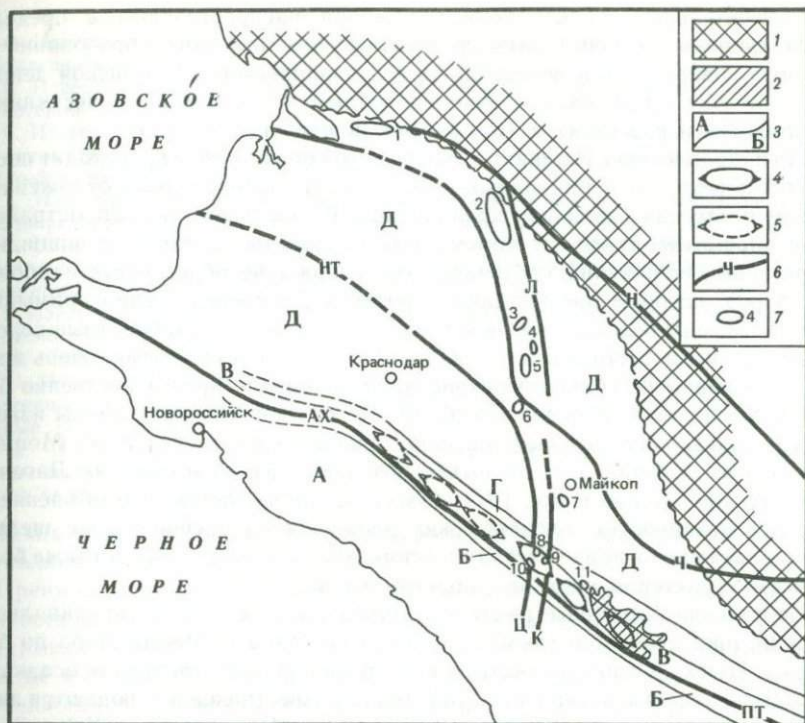


Рис. 2. Схематическая фациальная карта норийских отложений в Западном Предкавказье

1 — области отсутствия отложений норийского яруса; 2 — области выхода на поверхность отложений норийского яруса; 3 — границы фациальных комплексов; 4, 5 — органические постройки; 4 — установленные, 5 — предполагаемые; 6 — разломы (пояснение см. на рис. 1); 7 — поисково-разведочные площади, вскрывшие норийские отложения: 1 — Каневская, 2 — Березанская, 3 — Усть-Лабинская, 4 — Ладожская, 5 — Некрасовская, 6 — Великая, 7 — Курджипская, 8 — Безводная, 9 — Краснодагестанская, 10 — Самурская, 11 — Даховская. Фациальные комплексы: А — относительно глубоководных отложений, Б — фронтальных предрифовых отложений, В — барьерных рифов, Г — тыловой части барьерных рифов, Д — внутреннего шельфа

пород. Область накопления — открытая, относительно глубоководная часть геосинклинали морского бассейна.

Б. Фациальный комплекс фронтальных предрифовых отложений, представленный терригенными и обломочными известняковыми породами, образовавшимися в верхней части континентального склона, у основания рифовых построек.

В. Фациальный комплекс барьерных рифов, активно развивавшихся на внешнем крае шельфа.

Г. Фациальный комплекс тыловой части барьерных рифов, представленный в основном органично-детритовыми и разномерными известняками и доломитами. Область накопления — внешняя часть шельфа, непосредственно за барьерными рифами.

Д. Фациальный комплекс отложений внутреннего шельфа, выраженный преимущественно терригенными породами мелководноморского генезиса.

Относительно глубоководные отложения распространены в пределах геосинклинали Северо-Западного Кавказа. Выходы этих образований на дневную поверхность известны лишь в Гузерипльской и Чугушской депрессиях, где они представлены флишеподобным переслаиванием песчаников, алевролитов и известняков (суммарной мощностью 140 м).

По направлению к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне происходит постепенный переход от флишеидных относительно глубоководных отложений к рифовым массивам внешнего края шельфа. В зоне перехода распространены фронтальные предрифовые обломочные карбонаты. В толще флишеидных терригенных отложений увеличивается содержание обломочных карбонатных пород, которые преобладают в разрезах, непосредственно примыкающих со стороны пелагиали к рифовым постройкам. Эти карбонатные породы представлены известняками в основном коричневато-красными, очень крепкими, массивными, сильно перекристаллизованными, преимущественно биогермными (кораллово-водорослевыми). По составу они аналогичны известнякам, слагающим рифовые массивы, расположенные севернее. Мощных рифогенных брекчий, выделенных в позднеюрских образованиях Лагонакской ступени [Бойко и др., 1977], здесь не наблюдается, что объясняется меньшей активностью тектонических движений на внешнем крае шельфа и в примыкавших к нему участках геосинклинального бассейна, а также более пологим характером континентального склона.

Собственно барьерные рифы, окаймляющие с севера геосинклинальный бассейн, протягиваются узкой полосой от бассейна р. Малая Лаба до бассейна р. Пшеха. Основная часть их погребена под более молодыми осадками. Выходы на дневную поверхность рифогенных известняков наблюдаются лишь на востоке их распространения, в междуречье Малая Лаба — Куна. Здесь они слагают хребты Малый Бамбак, Скирда, Агиге, а также отдельные горы: Сундук, Шапка, Большой Тхач, Корыто и др.

Наибольшее развитие биогермные образования получили на левобережье Малой Лабы — на хребте Скирда, являющемся рифовым массивом, и в бассейне р. Бугунжа. В разрезе норийского яруса хребта Скирда четко выделяются три пачки. Нижняя (до 80 м) сложена кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В составе средней (до 400 м) находятся известняки красные, бурые, розовые, зачастую пятнистые, очень крепкие, массивные, локально брекчиевидные, сильно перекристаллизованные, кавернозные, преимущественно биогермные. Основными биогермообразователями были водоросли, в меньшей мере кораллы. Завершает разрез норийского яруса пачка (70 м) известняков красных, прослоями темно-серых, песчаных, органогенно-обломочных, криноидно-брахиоподовых, с отдельными водорослевыми биогермными постройками.

В среднем течении р. Бугунжа в составе фациального комплекса барьерных рифов выделяются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняки красно-коричневые, очень крепкие, массивные, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), слабоалевритистые 12
2. Известняки в свежем сколе коричневые, в обнажениях светло-серые, местами пятнистые, очень крепкие, массивные, микрoзернистые, слабоалевритистые 10
3. Известняки пестроокрашенные за счет ассоциации коричневых и белых разновидностей, с поверхности сильно ожелезненные, крепкие, массивные, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), местами биогермные (мшанково-водорослевые) 16

4. Известняки пестроокрашенные, очень крепкие, массивные, микрозернистые, слабоалевритистые	14
5. Известняки темно-коричневые, иногда пятнистые, очень крепкие, массивные, органогенно-пелитоморфные	18
6. Известняки коричневые, местами серые и светло-серые, локально ожелезненные, очень крепкие, массивные, перекристаллизованные, органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферовые)	22
7. Известняки пестроокрашенные, крепкие, грубослоистые, микрозернистые, с редкими реликтами перекристаллизованного органогенного детрита	28
8. Известняки светло-коричневые, очень крепкие, массивные, интенсивно перекристаллизованные, органогенно-детритовые (криноидно-фораминиферовые), локально биогермные (водорослево-коралловые)	19
9. Известняки пестроокрашенные, крепкие, массивные, биогермные (водорослево-мшанково-коралловые)	12
10. Задерновано	47
11. Известняки светло-серые с коричневатым оттенком, крепкие, псевдослоистые, органогенно-детритовые (брахиоподово-криноидные), на отдельных участках биогермные (коралловые)	3
12. Известняки розовые, крепкие, массивные, биогермные, локально органогенно-детритовые (криноидно-брахиоподовые)	10
13. Задерновано до водораздела	25

Таким образом, общая мощность норийских образований в этом разрезе составляет 236 м.

Преимущественно биогермными известняками сложены рифовые массивы верховьев р. Сахрай (мощность до 430 м). На западе, в бассейне р. Куна, биогермные разности известняков слагают лишь отдельные биогермы и биогермные массивы. Еще западнее верхнетриасовые рифогенные образования не обнажаются. Они вскрыты на разведочных площадях Самурская, Краснодагестанская, Безводная и представлены здесь розовыми разнозернистыми, органогеннообломочными и биогермными (преимущественно водорослево-коралловыми), сильнокавернозными известняками и доломитами. Мощность верхней вскрытой части норийского яруса достигает в этом районе 110 м.

Вплоть до бассейна р. Пшеха полоса распространения описанных барьерных рифов совпадает с Ахтырской шовной зоной, отделяющей складчатую область Северо-Западного Кавказа от эпигерцинской платформы. Аналогичная приуроченность биогермных сооружений к этой шовной зоне была установлена также в отношении верхнеюрской карбонатной формации [Бурштар и др., 1967; Михайлова, 1968; Хаин, Ломизе, 1961].

Тыловые отложения барьерных рифов непрерывной полосой прослеживаются в междуречье Малая Лаба — Куна. Локальные же их выходы известны также западнее, в среднем течении р. Белой (Руфагинский купол). Этот комплекс был вскрыт скв. 406 на Даховской площади.

Наиболее типичен разрез этого фациального комплекса у слияния рек Куна и Сахрай. Здесь обнажается толща (до 110 м) известняков буровато-красных и розовых, крепких, грубослоистых, иногда на поверхности обнажения острооскольчатых, органогенно-детритовых (криноидно-фораминиферо-брахиоподовых) и пелитоморфных, локально перикристаллизованных до разнозернистых. Примесь аллотигенного материала в известняках не превышает 2—3%. В северо-западном направлении отмечается некоторое увеличение роли терригенных пород в строении толщи. Так, в нижней части разреза, вскрытого скв. 406 Даховской структуры, залегает пачка (60 м) доломитов серых и темно-серых, изредка красноцветных, крепких, слоистых,

разнозернистых, преимущественно песчаных с прослоями песчаников серых и зеленовато-серых, кварцевых, среднезернистых. В верхней части разреза (35 м) наблюдаются доломиты серые и светло-серые, местами пестроцветные, слоистые, разнозернистые и органогенно-детритовые, глинистые и алевритистые, в отдельных слоях окремненные.

Отложения прибрежной части шельфа в современном тектоническом плане распространены в пределах северной части Адыгейско-Карачаевского краевого массива, юго-восточного окончания Тимашевской ступени, Каневско-Березанского вала, западного борта Восточно-Кубанской впадины и Западно-Кубанского краевого прогиба.

На Адыгейско-Карачаевском краевом массиве прибрежно-шельфовые норийские отложения вскрыты скв. К-30 у пос. Каменномоетского. В основании толщи залегают крупнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями разнозернистых песчаных известняков (80 м), переходящие вверх по разрезу в зеленовато-серые алевритистые аргиллиты и серые пелитоморфные известняки (до 260 м). Аналогичные по составу породы пройдены также на Курджипской площади.

В пределах Каневско-Березанского вала шельфовые отложения норийского яруса достоверно установлены на Некрасовской, Березанской и Каневской площадях [Алексин и др., 1973; Жабрева и др., 1972; Ростовцев и др., 1973; Юдин и др., 1974]. На Некрасовской и Березанской структурах, расположенных в южной части вала, они представлены толщей (до 100 м) темно-серых, сильноизвестковистых, в различной степени метаморфизованных аргиллитов. Аналогичные породы установлены также на Ладожской и Усть-Лабинской площадях.

Севернее те же отложения (переслаивание известковистых аргиллитов и алевролитов) вскрыты многими скважинами на Каневской разведочной площади. В отличие от южных районов Каневско-Березанского вала здесь резко увеличивается значение псаммитового материала, вплоть до появления мощных прослоев песчаников.

О широком присутствии норийских отложений на западном борту Восточно-Кубанской впадины и в южной части Западно-Кубанского краевого прогиба свидетельствуют большие мощности и особенности их распространения в смежных районах Каневско-Березанского вала. Хотя в Западно-Кубанском краевом прогибе присутствуют в основном терригенные породы норийского возраста, на локальных антиклинальных структурах, вполне возможно, будут обнаружены крупные органогенные постройки, аналогичные сооружениям на площади Великой.

Анализ вещественного состава верхнетриасовой карбонатной формации показывает, что наряду с палеогеографическими, палеоклиматическими и другими факторами значительное влияние на процессы ее формирования оказывал геотектонический режим. Его особенности в норийский век обусловили определенную дифференциацию процессов осадконакопления в бассейне седиментации. Среди образовавшихся здесь пород можно выделить относительно глубоководные, получившие незначительное распространение, и мелководные, преобладающие в полосе распространения норийского яруса. О формировании флишеидных отложений в более глубоководных по сравнению с другими фаціальными комплексами условиях свидетельствует прежде всего тот факт, что на площади они сменяются мощными рифогенными образованиями со шлейфами предрифовых обломочных отложений

на южных склонах, которые в общем случае ориентированы в сторону более глубоководного бассейна седиментации с некомпенсированным режимом осадконакопления. Глубоководные отложения, представленные преимущественно флишoidным чередованием терригенных образований, накапливались в морском геосинклинальном прогибе Северо-Западного Кавказа.

Мелководные отложения норийского времени накапливались в морском эпиконтинентальном бассейне, располагавшемся в пределах Адыгейско-Карачаевского краевого массива, Каневско-Березанского вала, западной части Восточно-Кубанской впадины, Западно-Кубанского краевого прогиба и Тимашевской ступени. Этот бассейн на юге соединялся через приподнятый край Адыгейско-Карачаевского краевого массива с геосинклинальным морем Северо-Западного Кавказа.

Формирование органогенных построек на внешнем крае шельфа контролировалось конседиментационными глубинными разломами фундамента (Пшекиш-Тырныаузская шовная зона и ее западное продолжение — Ахтырская шовная зона). Здесь существовали те условия, которые необходимы для жизнедеятельности колониальных бентосных организмов: наличие хорошо прогреваемых чистых вод с нормальной соленостью, отсутствие привноса терригенного материала, положение на границе с открытой частью бассейна, богатой питательными веществами. Эти условия и обусловили активный рост рифов на внешнем крае шельфа, где господствовал режим устойчивого погружения.

Непосредственно в зарифовой мелководной полуизолированной зоне, характеризовавшейся повышенной минерализацией водной среды, происходило формирование в основном хемогенных известняков и первично-седиментационно-диагенетических доломитов (фациальный комплекс тыловых образований барьерных рифов).

Формирование отложений прибрежной части шельфа происходило под влиянием процессов денудации восточной и северной суши, откуда в значительном количестве поступал терригенный материал. Последнее обусловило накопление различных обломочных и переходных: от них к карбонатным типам пород.

Рифогенные известняки триаса характеризуются высокой эффективностью, достигающей 12—14%. При этом индско-азиатские постройки перекрываются мощной толщей преимущественно глинистых пород ладинско-карнийского возраста, а норийские — глинами нижней—средней юры и трансгрессивно налегающими алевролитоглинистыми образованиями нижнего мела. Присутствие резервуаров с хорошими емкостными свойствами в сочетании с экранирующими горизонтами позволяет оценивать возможности биогенных известняков как благоприятные.

ЛИТЕРАТУРА

Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Триасовые и юрские отложения в платформенной части Западного Предкавказья // Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. М.: Недра, 1965. С. 150—161.

Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т. и др. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.

Бойко Н. И., Седлецкий В. И., Шведов В. Н. Литолого-фациальные особенности и

условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 137—144.

Бойко Н. И., Пушкарский Е. М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 67—70.

Буристар М. С., Арбатов А. А., Чернобров Б. С. Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов // Геотектоника. 1967. № 3. С. 49—54.

Буристар М. С., Цатурова А. И., Марков В. Ф. Проблема нефтегазоносности триасовых отложений Северного Кавказа // Геология нефти и газа. 1970. № 6. С. 13—18.

Жабрева П. С., Данков Б. С., Юдин Г. Т. Основные черты строения доюрских образований Предкавказья в связи с поисками литологических и стратиграфических ловушек // Вопросы нефтегазоносности мезозоя Предкавказья. М.: ИГиРГИ, 1972. С. 135—152.

Корнеев В. И., Крипиневиц В. Л. Строение и перспективы нефтегазоносности триасового комплекса Западного Предкавказья // Геология нефти и газа. 1973. № 11. С. 39—45.

Михайлова М. В. Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа // Ископаемые рифы и методика их исследования. Свердловск: Ин-т геологии и геофизики УФ АН СССР, 1968. С. 196—209.

Ростовцев К. О., Кипарисова Л. О., Трусова Е. К. и др. Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 66 с.

Савельева Л. М., Шумова Т. Ф. О выделении нижнетриасовых отложений в Западном Предкавказье // Проблемы геологии нефти. М.: ИГиРГИ, 1977. Вып. 11. С. 176—180.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 26—43.

Юдин Г. Т., Данков Б. С., Жабрева П. С. и др. Нефтегазоносность триаса Предкавказья. М.: Наука, 1974. 87 с.

УДК 553.98:551.77(571.66)

В. Е. Архипов, М. К. Иванов

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРЕОБРАЗОВАННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ О-ВА КАРАГИНСКОГО И П-ОВА ОЗЕРНОГО (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Кайнозойские отложения широко развиты в пределах беринговоморской окраины Камчатки, где они слагают северные части двух крупных осадочно-породных бассейнов (ОПБ) — Центрально-Камчатско-Ильпинского и Олюторско-Командорского. О-в Карагинский и п-ов Озерной расположены на стыке этих бассейнов. Верхнеэоцен-неогеновые отложения, развитые на западе описываемого района (Центрально-Камчатско-Ильпинский ОПБ), обладают определенными чертами сходства. Отдельные разрезы образованы чередованием мощных пачек флишоидного переслаивания среднесортированных туффитов, туфодиамитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с однородными пластами «мусорных» пород псаммито-пелито-алевритовой размерности. Пласты насыщены гравийно-галечниковым материалом, в них присутствует большое количество переотложенной, иногда раздробленной и полуокатанной макрофауны и углефицированных растительных остат-

ков. Все эти особенности придают породам специфичную «пудинговую» структуру.

Особенности распространения отдельных типов пород свидетельствуют о близком распространении источников сноса, которые находились северо-западнее района. На севере преобладают существенно терригенные отложения грауваккового состава. Обломочная часть пород полностью соответствует вещественному составу меловых и нижнекайнозойских отложений, которые участвуют в строении близрасположенных крупных поднятий — Ветвейского, Олюторского, Пылгинского и др. По-видимому, эти поднятия служили основными поставщиками осадочного материала в позднекайнозойский бассейн седиментации. На юге района широко развиты туфы, туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты, туфодиациты, которые генетически связаны с обширной и протяженной зоной позднекайнозойского субаэрального вулканизма Центральной Камчатки.

В изученных разрезах выявляется большое количество локальных разрывов и слабых угловых несогласий. Сами толщи представляют собой систему линзовидных тел, как бы «вложенных» одно в другое. При этом максимальные мощности отдельных линз смещены относительно друг друга в плане. Изучение разрозненных обнажений осадочных толщ, построенных подобным образом, часто приводит к завышенной оценке суммарной мощности разрезов. Эту ошибку можно скорректировать путем непрерывного прослеживания отдельных опорных горизонтов, тщательной фиксации мощностей, наблюдений за поверхностями несогласий. Подобные исследования возможны только в районах, отличающихся хорошей обнаженностью. Таким требованиям, в частности, удовлетворяет западное побережье о-ва Карагинского, где верхнеэоцен-миоценовые образования обнажаются на протяжении около 100 км. Детальное полевое изучение этих разрезов, а также опубликованные данные о возрасте и составе слагающих их отложений [Гладенков, 1972; Серова и др., 1975] позволили представить в общих чертах масштабы и интенсивность миграции зон осадконакопления в позднем эоцене — миоцене.

Кайнозойские отложения о-ва Карагинского условно подразделены на пять литологических комплексов с индексами от А до Д (рис. 1). На юго-западе острова в основании разреза локально развиты отложения эоценового возраста, представленные валунными конгломератами гипербазитов и кремнистых пород с прослоями песчаников, гравелитов и аргиллитов. В целом толща имеет олистостромовый облик и тяготеет к полю развития габбро-гипербазитов и кремнисто-вулканогенных меловых пород. На отложениях эоценового возраста с размывом залегают мощная (до 1200 м) толща. В основании толщи находится горизонт насыщенных ракушняком карбонатных песчаников мощностью до 80 м. Возраст этого горизонта, по-видимому, совпадает или несколько моложе возраста олистостромовой толщи. Выше залегают песчано-глинистая пачка позднеэоценового возраста, которая выделена М. Я. Серовой с соавторами [1975] в качестве самостоятельной свиты Перешеек. Эта пачка является хорошим маркирующим горизонтом, так как содержит обильные окаменелые остатки рыб, но развита очень локально. Средняя и верхняя части толщи имеют олигоценный возраст и соответствуют ильхатунвямской свите и свите песчаников с *Laternula* Ю. Б. Гладенкова [1972]. В их составе преобладают глинистые песчаники и гравелиты, пачки горизонтально-слоистых алевритовых песчаников, алевролитов, туфо-

Свиты, толщи		Литонологические комплексы	
По М. Я. Серовой и др. [1975]	По Ю. Б. Глазденкову [1972]	Индекс	Возраст
	Усть-лимимтэваяская	Д	$N_1^3 - N_2$
	Лимимтэваяская		
	Юноньваяская	Г	N_1^{2-3}
Мыса Плоского		В	N_1^2
Пестрацветная		Б	N_1^{1-2}
Песчаники с <i>Latetnula</i>		A_4	А $P_2^3(?) - P_3$
Ильхатунваяская		A_3	
Перешеек	Вторая толща мыса Тонс	A_2	
		A_1	

Рис. 1. Стратиграфические схемы эоцен-неогеновых отложений западной части о-ва Карагинского

алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу увеличивается доля туфоалевролитов и аргиллитов, которые в верхней части свиты вновь сменяются преимущественно песчаными породами.

Отложения позднеэоцен-олигоценного возраста объединены в нижний комплекс, который состоит из четырех подкомплексов. Подкомплексы A_1 и A_2 развиты весьма локально, образуя отдельные изолированные линзы в юго-западной части о-ва Карагинского (рис. 2). Подкомплекс A_1 (известняковая толща) резко несогласно залегает на кремнисто-вулканогенных образованиях мелового возраста, а подкомплекс A_2 (свита Перешеек) согласно наращивает разрез олистостромовых отложений. Подкомплекс A_3 (ильхатунваяская свита) отличается тонкообломочным составом. Он развит более широко, прослеживаясь с юга на север вплоть до центральной части острова, где с угловым несогласием перекрывает отложения мелкового возраста и подкомплекса A_1 . На юге подкомплекс A_3 согласно залегает на песчано-глинистой толще подкомплекса A_2 . Подкомплекс A_4 (песчаники с *Latetnula*) согласно залегает на породах подкомплекса A_3 . Он представлен «мусорными» глинистыми песчаниками с прослоями и линзами гравийно-галечникового материала. Поле развития песчаников значительно уже ареала распространения глинистых отложений подкомплекса A_3 и несколько смещено к югу, где можно предполагать несогласное залегание отложений подкомплекса A_4 на образованиях мелового возраста. В целом отложения комплекса А простираются вдоль юго-западной части о-ва Карагинского на протяжении 40 км.

Ниже-среднемиоценовые отложения (комплекс Б) на севере о-ва Карагинского несогласно залегают на меловых и палеогеновых кремнисто-вулка-

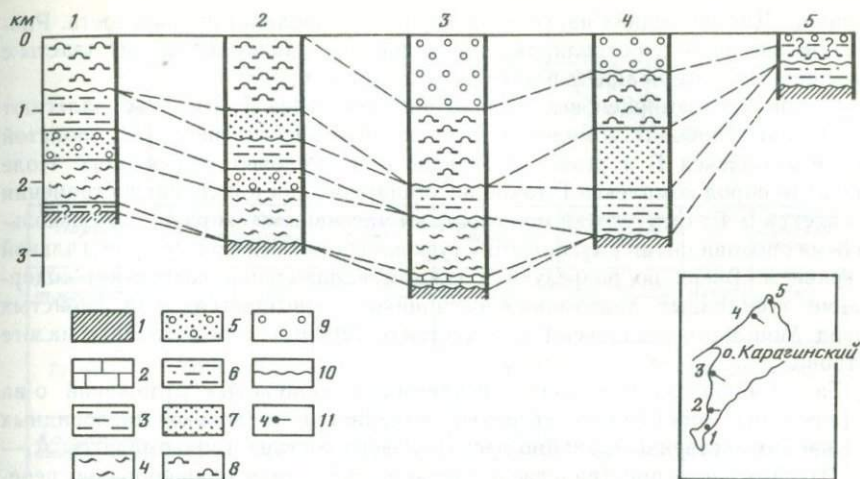


Рис. 2. Сопоставление эоцен-неогеновых разрезов о-ва Карагинского

1 — доверхнеэоценовые отложения; 2—5 — верхнеэоцен-олигоценные отложения (комплекс А): 2 — известняковая толща (подкомплекс А₁), 3 — свита Перешеек (подкомплекс А₂), 4 — ильхатунваямская свита (подкомплекс А₃), 5 — песчаники с *Laternula* (подкомплекс А₄); 6 — пестроцветная свита (комплекс Б); 7 — низы свиты мыса Плоского (комплекс В); 8 — верхи свиты мыса Плоского и юньювваамская свита (комплекс Г); 9 — лимитэваямская и усть-лимитэваямская свиты (комплекс Д); 10 — стратиграфические несогласия; 11 — положение разрезов и их номера (на врезке). При составлении разрезов 1—3 использованы материалы Ю. Б. Гладенкова [1972] и М. Я. Серовой и др. [1975]

ногенных и вулканогенно-обломочных породах (см. рис. 2, разрезы 4,5), на юге — согласно наращивают эоцен-олигоценный разрез комплекса А. На севере, вблизи выходов меловых кремнисто-вулканогенных образований, разрез неогеновых отложений начинается горизонтом глыбовых брекчий с грубозернистым песчаным цементом. Диаметр глыб, имеющих угловатую форму, достигает 2 м. Глыбы представлены лавами, туфами, туфоагломератами и габбро-гипербазитами. Вверх по разрезу и в юго-западном направлении горизонт глыбовых брекчий быстро сменяется выдержанной по мощности (400—600 м) флишовой толщей туфопесчаников и кремнистых аргиллитов (комплекс Б). В основании толщи прослеживаются линзовидные тела гравийно-галечниковых конгломератов или туфоагломератов. На юге острова, по данным Ю. Б. Гладенкова (см. рис. 2, разрез 1), слоистая толща туфопесчаников и кремнистых аргиллитов отличается более тонкообломочным составом. Здесь преобладают кремнистые алевролиты и аргиллиты с прослоями кристалловитрокластических туфов и туфогенных песчаников. Однако в основании разреза комплекса Б развит мощный (50—100 м) горизонт туфопесчаников с линзами и прослоями гравелитов, включениями валунов и гальки эффузивно-кремнистых пород.

Слоистая тонкообломочная толща комплекса В наращивается двумя пространственно разбросанными и протяженными линзами песчаных пород мощностью до 800 м (комплекс В). Одна линза развита в центральной части острова, вторая — на юге (см. рис. 2, разрезы 2, 4). Отложения комплекса В представлены массивными или неяснослоистыми туфогенными «мусорными» песчаниками с прослоями среднезернистых карбонатных пес-

чаников. Для последних часто характерна слабоволнистая слоистость. Разрез обильно насыщен отполированной галькой и гравием, содержит пласты с повышенным содержанием растительного детрита.

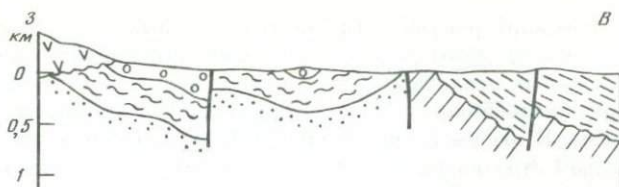
Средне-верхнемиоценовые отложения комплекса Г согласно залегают на песчаных породах комплекса В, со слабым несогласием — на слоистой толще комплекса Б и резко несогласно — на меловых отложениях. Поле развития пород комплекса Г такое же обширное, как и поле распространения комплекса Б. Разрез сложен монотонными массивными скорлуповато-оскольчатыми опоковидными «мусорными» туфоалевролитами с рассеянной галькой и гравием. Вверх по разрезу и в южном направлении возрастает содержание туфогенных диатомовых песчаников, повышается доля слоистых пород. Мощность комплекса Г изменяется от 1200 м на севере до 700 м на юге острова.

Таким образом, в строении верхнеэоцен-миоценовых отложений о-ва Карагинского достаточно уверенно выделяется несколько линзовидных тел преимущественно гравийно-песчаникового состава (подкомплексы А₁—А₄, В). Эти часто пространственно разобщенные тела плащеобразно перекрыты выдержанными по простирацию и более тонкообломочными отложениями комплексов Б и Г. Линзовидное строение разреза со смещением отдельных осадочных линз привело к тому, что мощность верхнеэоцен-миоценовых отложений в отдельных конкретный участках, как правило, не превышает 2,2 км, в то время как суммарная мощность всего разреза достигает 4 км.

Линзовидное строение осадочных толщ Центрально-Камчатско-Ильпинского ОПБ, на наш взгляд, находит свое отражение в особенностях катагенетической преобразованности пород. Изучение разрозненных обнажений эоцен-миоценовых отложений п-ова Озерного дает возможность построить непрерывный разрез мощностью до 4 км. Вдоль северного побережья полуострова, которое характеризуется худшей обнаженностью кайнозойских отложений по сравнению с районом западного побережья о-ва Карагинского, изучено три разобщенных разреза эоценовых и среднемиоценовых отложений (рис. 3). Обращает на себя внимание низкая катагенетическая преобразованность эоценовых пород в местах непосредственного прилегания их к меловым образованиям, на которых эоценовые отложения залегают несогласно. Плотность глинистых алевролитов и аргиллитов в 500-метровом интервале (см. рис. 3, разрез 3) изменяется от 1,77 до 2,21 г/см³, а общая пористость колеблется от 15,2 до 27,5% при средних значениях около 22%. Единичные определения отражательной способности витринита в масле (R°) в песчаных образцах эоценовых пород показали значения, равные 0,5.

Близкая катагенетическая преобразованность пород характерна для нижней 400-метровой части среднемиоценового разреза (см. рис. 3, разрез 2), которая находится на градации МК₁ (R°=0,54). Плотность туфодиатомитов и опоковидных аргиллитов изменяется от 1,82 до 1,94 г/см³. Величины общей пористости аргиллитов и значения битумоидного коэффициента (β^{XB}) здесь близки к таковым эоценовых отложений.

Вверх по разрезу степень катагенетической преобразованности пород среднего миоцена быстро снижается, при этом общая пористость глинистых туфодиатомитов в верхней 300-метровой толще возрастает от 28,5 до 44%. Таким образом, в 700-метровом разрезе среднемиоценовых отложений наблюдается закономерное и довольно резкое изменение физико-механических



Порода	Возраст	Мощность, м	Плотность, г/см ³	Пористость общая, %	Битуминозный коэффициент β_{Σ} , %	R ⁰	Грабация катагенеза
Глинистые туфодиамиты	Верх N_1^2	300	$\frac{1,38-1,58 (11)}{1,47}$	$\frac{2,85-44,0 (11)}{39,0}$	$\frac{0,23-3,7 (14)}{1,53}$	0,49(3)	ПК ₃
То же	Низы N_1^2	400	$\frac{1,82-1,94 (6)}{1,9}$	$\frac{21,8-26,9 (6)}{24,2}$	$\frac{2,9-5,7 (6)}{4,3}$	0,54(2)	МК ₁
Аргиллиты, алевролиты	P ₂	500	$\frac{1,77-2,21 (7)}{1,93}$	$\frac{15,2-27,5 (5)}{21,7}$	$\frac{1,6-4,1 (5)}{4,0}$	0,50(2)	ПК ₃ -МК ₁



Рис. 3. Условия залегания и катагенетическая преобразованность кайнозойских отложений северной части п-ова Озерного

1— нижнечетвертичные вулканогенные породы; 2—5— отложения; 2,3— среднемиоценовые (2— верхи, 3— низы), 4— олигоцен-нижнемиоценовые, 5— эоценовые; 6— меловые кремнисто-терригенные породы. В числителе — вариации значений, в скобках — количество определений, в знаменателе — средние значения

и химико-битуминологических свойств пород. Между нижней частью среднемиоценовых отложений и эоценовыми породами разница в преобразованности пород практически отсутствует, несмотря на то что между ними предполагается наличие эоцен-нижнемиоценовых толщ мощностью до 1,5 км.

Отмеченное несоответствие можно объяснить тем, что эоценовые отложения в северо-восточной части п-ова Озерного после формирования уже не перекрывались более молодыми отложениями той мощности, которая фиксируется в северо-западной части полуострова. По-видимому, после аккумуляции мощной (около 2 км) толщи палеогеновых пород зона основного осадконакопления сместилась западнее и миоценовые осадки накапливались преимущественно в западной и юго-западной частях п-ова Озерного. В северо-восточной части в это время существовали обстановки либо денудации, либо локального и вялого седиментогенеза. В пользу этого предположения свидетельствуют текстурно-структурные признаки миоценовых пород, которые указывают на существование сильно расчлененного рельефа в зоне их накопления и на существование вблизи этой зоны участков, подвергавшихся интенсивному размыву.

Обобщая результаты изучения кайнозойских толщ о-ва Карагинского и п-ова Озерного, можно отметить, что отложениям северной части Центрально-Камчатско-Ильпинского ОПБ присуще линзовидное строение, которое обусловлено миграцией основных зон осадконакопления, часто сопровождавшейся постседиментационной денудацией осадочных толщ. В районах с хорошей обнаженностью особенности строения толщ устанавливаются толь-

ко при детальном картировании отдельных осадочных линз. В слабо обнаженных участках косвенным методом, позволяющим выявить смещение депоцентров различных осадочных толщ, может быть сопоставление катагенетической преобразованности пород, слагающих пространственно разобщенные разрезы. В любом случае необходимым условием является максимально детальная стратификация изучаемых отложений на основе палеонтологических исследований.

Уточнение мощностей осадочных толщ, сформированных в специфичных условиях частого и энергичного смещения зон седиментации, позволяет более достоверно оценить палеогеотермические градиенты и характер распределения палеотемператур, необходимых для выявления особенностей нефтегазообразования в пределах изучаемых ОПБ.

ЛИТЕРАТУРА

- Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. С. 136—154.
Серова М. Я., Борзунова Г. П., Шапиро М. Н. Палеоген южной части о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73—83.

УДК 551.242.3(235.211)

Б. В. Полянский

К ПРОБЛЕМЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ГОНДВАНЫ И ЕВРАЗИИ

Как известно, триасово-юрские осадочные, местами угленосные формации северного и северо-западного бортов Афгано-Таджикской депрессии резко различаются составом, строением, мощностью и генезисом слагающих отложений. В северо-восточной максимально суженной зоне (район Обихонгоу—Муксу) ширина депрессии составляет всего 20—30 км. К юго-западу она резко расширяется до 400—500 км (рис. 1). Время, когда произошло сближение этих бортов, а также место и характер «стыковки» Памиро-Дарвазского мобильного блока с относительно стабильным эпиплатформенным массивом Тянь-Шаня стали предметом дискуссии, в которой участвовали многие тектонисты [Захаров, 1958; Хаин, 1979; Баженов, Буртман, 1982; Белов, 1981; Буртман и др., 1963; Буртман, Гурарий, 1973; Швольман, 1977; Губин, 1940; Книппер, 1975; и др.]. Каждый из них привел обоснованные доводы в пользу своей точки зрения на природу, границы и время становления Памиро-Пенджабского синтаксиса, или Памирского сучивания.

В последние десятилетия к решению этой кардинальной проблемы стали привлекаться палеомагнитные или палинспастические данные. На результатах замеров остаточного намагничивания слабо измененных пород различного возраста базировались палеотектонические реконструкции. Безусловно, что во всех этих палеотектонических построениях учитывались мощности, вещественный состав, степень вулканизма анализируемых геологических формаций. Однако при этом недостаточно принимались во внимание литолого-фациальные особенности отложений и их палеогеография.



Рис. 1. Схема современного тектонического строения региона

1 — основные тектонические нарушения; 2 — южная граница эпиплатформы Тянь-Шаня; 3 — разрезы и номера описанных в тексте разрезов: 1 — Кугитанг, 2 — Шаргунь, 3 — Ташкутан, 4 — Лучоб, 5 — Каратегин (Дова), 6 — Дараут, 7 — Куляхо, 8 — Гринг, 9 — Шель-Дара, 10 — Иокунж, 11 — Равноу, 12 — Мианаду, 13 — Доаби-Мехзарин, 14 — Шабашек

Все опубликованные палеогеографические реконструкции, в отсутствие достоверных данных об истинном структурном положении бывших тектонических и палеоландшафтных элементов, опираются, естественно, на современный структурный план позднеальпийских дислокаций. В результате приходилось буквально втискивать древние ландшафтные зоны в «прокрустово ложе» современных структур, заведомо искажая истинные взаимоотношения и размеры ландшафтных зон. Так, часто вопреки логике палеоландшафтных построений расчлененную область денудации приходилось располагать в области моря, характеризовавшейся накоплением морских тонких терригенных осадков, а зоны континентальных торфяников — в непосредственном соседстве с открытыми морскими пространствами и т. д. Каждый раз приходилось «подгонять» древние бассейны седиментации под современное положение анализируемых формаций.

Первые попытки раздвижения современных блоков или структурно-ландшафтных зон до их истинного положения в ту или иную геологическую эпоху были предприняты на основании палинспастических данных для зон скучивания — территорий Кавказа и Памиро-Пенджабского синтаксиса. Они выполнялись на мелкомасштабной основе либо в виде палинспастических схем с палеогеографическими элементами [Лордкипанидзе и др., 1984; Книппер, 1975], либо в виде более математизированных моделей с реконструкцией только фронтальных линий субгоризонтального сближения блоков земной коры [Баженов, Буртман, 1982]. При реконструкции древних бассейнов учитывались состав реликтов коры (континентальная или океаническая) и ряд признаков, свидетельствующих о глубоководности или мелководности водоемов. В качестве показателей глубоководности рассматривались тонкие радиоляриевые илы, «пелагические» известняки и офиолиты — заведомые реликты океанической коры. Ненадежность перечисленных признаков доказывается присутствием радиоляриевых осадков в современных мелководных бассейнах. К пелагическим же известнякам часто относят

обычные пелитоморфные известняки, которые в виде маломощных карбонатных илов могут накапливаться в эпиконтинентальных морях, в зоне шельфа или в заливно-лагунной застойной обстановке. При этом не всегда учитывались мощности этих осадков. Известно, что для глубоководных океанических впадин характерна очень медленная осадка глинистого материала (миллиметры за 1 млн лет), в то время как мощности упомянутых радиоляритов и известняков на порядок и более превышают седиментационные возможности глубоководных пелагических бассейнов и в целом свидетельствуют о мелководном быстром накоплении осадков.

Основываясь на данных о литологическом и фациальном составе отложений триаса—юры по обоим бортам Афгано-Таджикской депрессии и на опыте прошлых палеогеографических построений для этого региона, я выполнил реконструкцию отдельных наиболее характерных интервалов мезозойской истории района сближения Памиро-Дарвазского блока и Тянь-Шаня.

Как известно, в строении мезозойских отложений Юго-Западного Дарваза участвует комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных континентальных и морских отложений от нижнего триаса до палеогена, которые по дугообразным разломам, выгнутым к северо-западу, погружаются под мощную толщу неоген-четвертичных моласс, слагающих центральные части депрессии. При этом отложения триаса—юры имеют очень крутое падение к запад-северо-западу, вплоть до опрокинутого, что свидетельствует о мощном давлении с востока в процессе формирования Памирского скупивания в альпийскую орогенную фазу.

Был проанализирован литолого-фациальный и вещественный состав верхнетриасово-юрских отложений, обнажающихся в трех ныне тектонически изолированных блоках Дарваза: Обиниусском (разрезы Гринг, Шкель-Дара), Яхсуйском (разрез Иокунж) и Обихингоусском (разрез Мианаду). Для сравнения были использованы как собственные, так и заимствованные описания разрезов на южном склоне Тянь-Шаня (Шаргунь, Лучоб, Файзабад, Назар-Айлок, Ноурузкуль, Дараут-Курган и Кавак).

В Афгано-Таджикскую депрессию терригенный материал поступал из различных областей сноса. Северный борт депрессии сложен палеозойскими гранитоидами Гиссаро-Каратегинского плутона, продукты разрушения которого поступали в мезозойские бассейны, примыкающие к нему с юга; юго-восточный борт — эффузивно-осадочным комплексом, который представлял собой основной источник питания эффузивным и обломочным материалом в мезозое района Дарваза—Заалая.

Различие состава указанных материнских пород определило и своеобразие состава рассматриваемых формаций, которые к тому же различаются и другими особенностями.

Редкие разрезы юрских отложений на северном борту депрессии сильно сокращены в мощности. Это терригенный, обычно грубообломочный комплекс аллювиально-озерно-болотных отложений нижней—средней юры, мощность которых в пределах массива Мечетли (разрезы Шаргунь и Лучоб) составляет 200—250 м и резко сокращается до нуля вдоль южного склона хребта Каратегин (разрезы Дова, Чонора, Сумбулак). Залегают эти породы на гранитоидах Гиссаро-Каратегинского плутона, реже — на метаморфических сланцах палеозоя, обычно с корами выветривания на контакте. Перекрываются терригенными и сульфатно-карбонатными отложениями верхней

юры, мощность которых также сокращается в направлении с запада на восток.

В составе отложений нижней—средней юры здесь, по данным И. И. Бебешева [1976] и Е. Х. Беловой с соавторами [1972], преобладают мезомиктово-кварцевая, олигомиктово-кварцевая и граувакко-кварцевая ассоциации, которые выше, в отложениях бата, сменяются аркозово-кварцевой ассоциацией (рис. 2, 3). Преобладающий мономинеральный кварцевый состав нижнеюрских ассоциаций (разрез Шаргунь) вверх по разрезу сменяется олигомиктово-кварцевой (средняя юра), которая восточнее постепенно замещается граувакковыми аркозами и собственно аркозами (разрез Лучоб),

Верхнеюрская часть разрезов характеризуется повсеместным увеличением содержания полевых шпатов, особенно плагиоклазов кислого и среднего состава. Так, в разрезах Шаргунь и Ташкутан верхнеюрские кластиты представлены полевошпат-кварцевыми граувакками (рис. 4).

В целом состав терригенно-минеральных ассоциаций юрских отложений северного борта депрессии свидетельствует о существенной связи с гранитоидами. В поздней юре стали, вероятно, поступать и продукты размыва сланцевосных толщ.

Согласно В. Д. Шутову [1967], терригенно-минеральные ассоциации (ТМА) рассмотренных разрезов отвечают вялому платформенному тектоническому режиму, существовавшему на Среднеазиатской эпипалеозойской платформе. К востоку, от Шаргуни к Лучобу, этот режим уже больше отвечал режиму складчатых областей [Белова и др., 1972].

Северо-восточнее описанных разрезов были изучены отдельные выходы юрских отложений южного склона Алайского хребта (Коксу, Ноурузкуль, Дараут), которые представлены сильно сокращенными в мощности (до 200—600 м) грубообломочными аллювиальными отложениями средне-позднеюрского возраста. Они несогласно залегают на гранитоидах или сланцевых комплексах палеозоя и перекрываются также с несогласием меловыми конгломератами. По данным И. И. Бебешева и Ю. В. Макарова (устное сообщение), в базальной части разрезов среднеюрских отложений преобладает зрелая кремнеклястито-кварцевая ТМА (см. рис. 2), которая в верхнеюрских горизонтах того же литолого-фациального состава сменяется кварцево-граувакковой бесполевошпатовой ассоциацией (см. рис. 4). Таким образом, и здесь отмечено преобладание кварцевого материала, поступавшего при размыве гранитоидов. Такой зрелый состав ассоциаций также указывает на вялый платформенный режим тектонических движений в позднеюрское время.

Юго-восточный борт Афгано-Таджикской депрессии охарактеризован разрезами Дарваза (Гринг, Шкель-Дара, Иокунж и Мианаду), где обнажаются угленосные аллювиально-озерно-болотные верхнетриасово-среднеюрские отложения, залегающие на осадочно-вулканогенных образованиях пермо-триаса. К северо-востоку (Мианаду) в триасовой части они вмещают вулканогенно-терригенный угленосный комплекс пролювиально-аллювиального генезиса, который выше сменяется терригенными дельтовыми, местами гипсоносными отложениями верхней юры. С видимым согласием они перекрыты терригенными красноцветами мела. Эти формации отличаются от рассмотренных Тянь-Шаньских значительным своеобразием литолого-фациального состава, строения и конседиментационного тектонического режима.

Характерной особенностью осадочного разреза Дарваза является при-

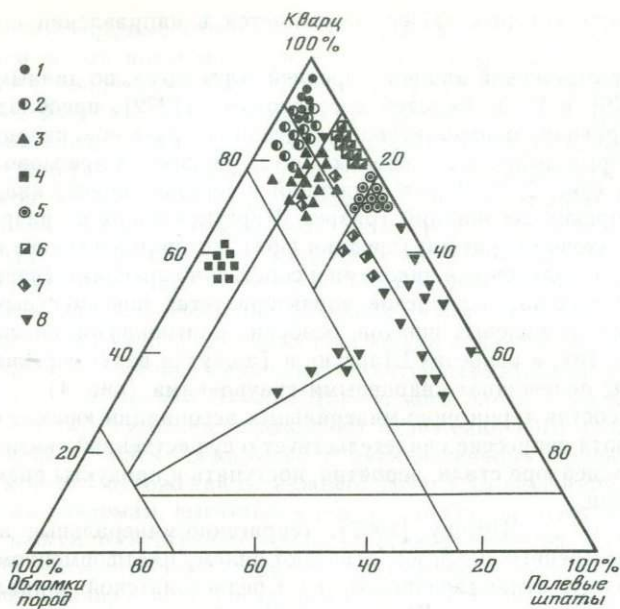


Рис. 2. Терригенно-минеральные ассоциации ниже-среднеюрских отложений южного склона Гиссара (состав песчаников по данным И. И. Бебешева [1976], Е. Х. Беловой и др. [1972] и автора)

1—3— массив Сурхантау: 1— нижняя юра, 2— байос, 3— бат; 4—8— массив Мечетли: 4—6— нижняя юра (4— Суффа, 5— Лучоб, 6— Ташкутан), 7— нижняя—средняя юра (Шаргунь), 8— средняя юра (Лучоб)

существование морских—прибрежно-морских терригенных отложений нижнего—верхнего триаса в Иокунжском блоке (васмикухская, аликагарская и иокунжская свиты) и вулканогенных угленосных континентальных образований в Обихингоусском и Обинюусском блоках (зюрюзаминская свита) с преобладающим кварц-граувакковым составом, которые выше с размытием или корами выветривания (Мианаду) перекрываются терригенными угленосными ниже-среднеюрскими отложениями грингской свиты, в которых количество кварца увеличивается.

На северо-восточном продолжении Дарваза (южный склон Заалайского хребта) была описана мощная (до 2000 м) мынтекинская серия терригенно-вулканогенного состава, нижняя часть которой (820 м) отнесена к верхней перми и является аналогом иоллихарской свиты Дарваза. Основная часть серии выделена в кызылсуйскую свиту средне-позднетриасового возраста, характеризующуюся преобладанием грубообломочных пород с галькой плагиогранитов, альбитофиоров, песчаников и известняков. В верхней части состав свиты становится терригенно-вулканогенным (туфы, туфоконгломераты и туфопесчанники).

Триасовые отложения подобного состава отсутствуют севернее Дарваза, в пределах Южного Тянь-Шаня. Однако на юго-запад от Дарваза, в Северном Афганистане, в этом возрастном интервале широко развиты терригенные и вулканогенно-терригенные, морские и прибрежно-морские слабоугленосные отложения пулихумрийской, галасумской и тутакской свит.

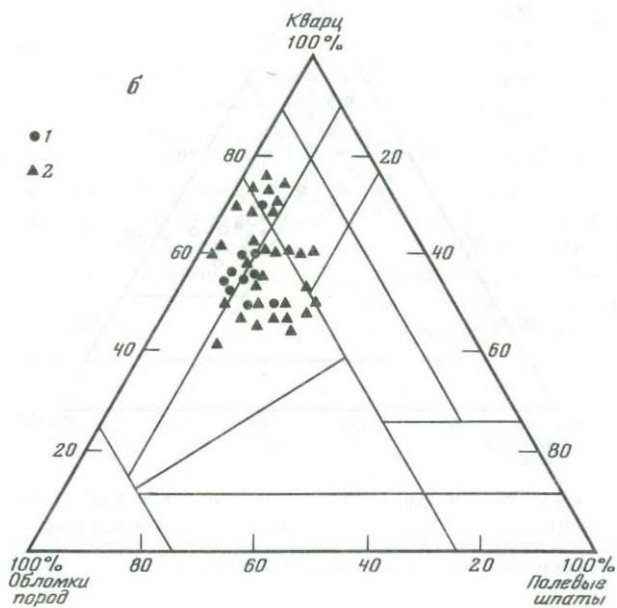
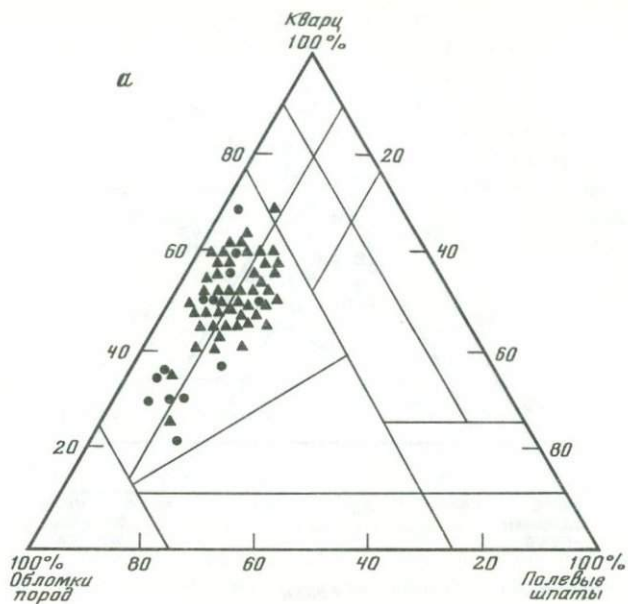


Рис. 3. Терригенно-минеральные ассоциации ниже-среднеюрских отложений Северного Дарваза (а) и юго-западных отрогов Дарваза (б)

Юра: 1— нижняя, 2— средняя

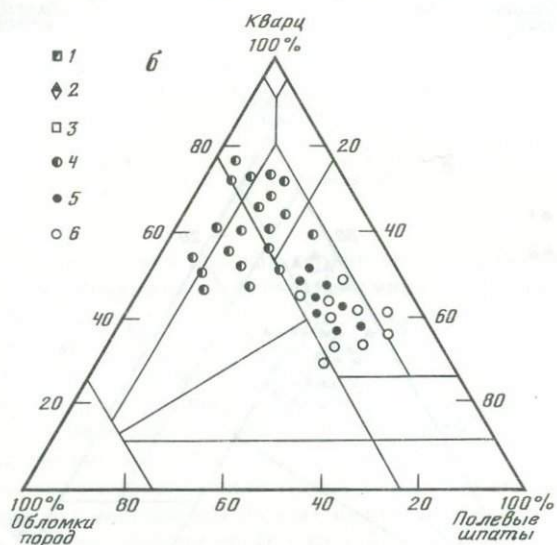
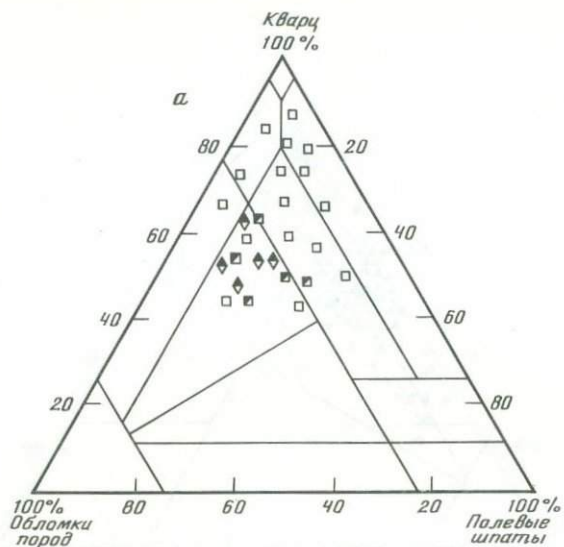


Рис. 4. Терригенно-минеральные ассоциации верхнеюрских отложений

а— Гиссар: 1,2— Шаргунь (1— [Белова и др., 1972], 2— [Бебешев, 1976]), 3— Мечетли [Полянский, 1961]; б— Дарваз: 4— Мианаду [Белова и др., 1972; Полянский, Погорелая, 1971], 5— Обиноу, средняя—верхняя юра, 6— Мианаду, средняя—верхняя юра

Триасовые отложения Дарваза сходны по генезису и составу с синхронными образованиями Центрального и Юго-Восточного Памира, где нижний—средний отделы триаса представлены морскими карбонатами караташской, акташской, найзаташской, джилгакульской и рангкульской свит. Эти отложения выше перекрыты верхнетриасовыми терригенными осадками вомарской и истыкской свит.

Лежащие на триасовых юрские терригенные угленосные отложения Дарваза, не говоря уже о терригенно-карбонатных морских Памира, ни по мощности, ни по фациальному составу не имеют аналогов на северном борте Афгано-Таджикской депрессии.

Изучение минерального состава ниже-среднеюрских угленосных отложений Дарваза [Полянский и др., 1971; Белова и др., 1972] выявило преобладание песчаников грауваккового состава (полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые граувакки) и постоянное присутствие в обломках и цементе эффузивного материала основного и среднего состава, поступавшего из размывавшихся отложений пермо-триаса.

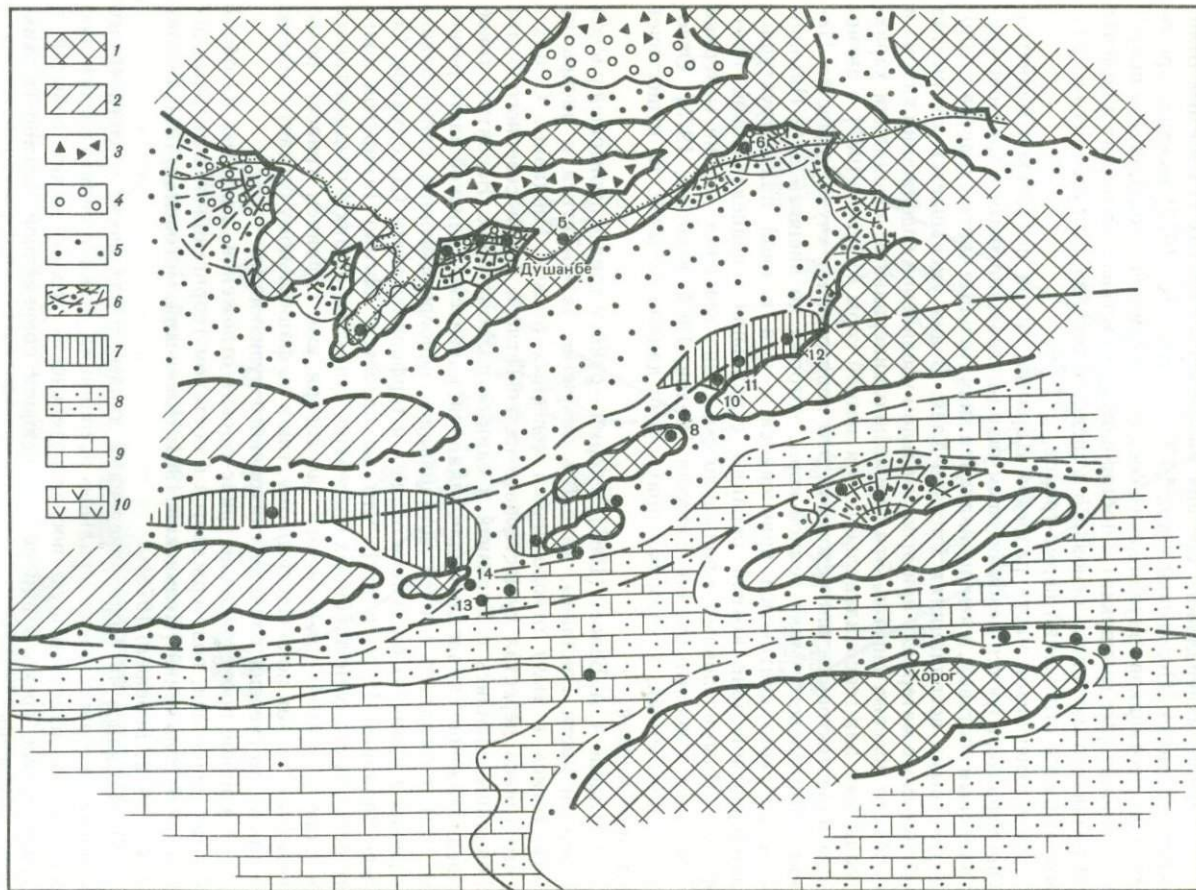
В верхнеюрской части разрезов Дарваза состав песчаников меняется. Они характеризуются мезомиктовым кварц-полевошпатовым и аркозово-граувакковым составом, в чем проявляются значительные черты сходства с разновозрастными ассоциациями Гиссаро-Алая. В них уменьшается количество обломочного материала при относительном увеличении содержания кварца и особенно полевых шпатов. Эти терригенно-минеральные ассоциации характерны уже для геосинклинальных зон земной коры [Шутов, 1967] с активным палеотектоническим режимом. Это подчеркивает «чужеродность» Памиро-Дарвазского блока земной коры, который по внешней дуге Памиро-Пенджабского синтаксиса причленился с юга к иной палеоструктурно-ландшафтной зоне южной окраины стабильной Среднеазиатской платформы. Иными словами, произошло смыкание северных окраин материка Гондваны и южных окраин Евразии [Белов, 1981; Книппер, 1975]. Относительно времени, к которому приурочено данное событие, не существует единого мнения.

Согласно А. А. Белову [1981], в перми—раннем триасе произошел раскол северной части Гондваны, началось закрытие палео-Тетиса и раскрытие мезо-Тетиса в тылу отколовшихся северных блоков Гондваны. С позднего триаса перестал существовать палео-Тетис и блоки северного борта Гондваны спаялись с Евразией в единый палеоматерик. Вероятно, такое предположение справедливо для западной, кавказско-иранской части региона, где с позднего триаса установилась непосредственная связь закавказских и иранских бассейнов осадко- и торфонакопления (Джерманис, Северо-Западный Иран и др.). Что же касается Афгано-Памирской зоны, то реликты седиментационных бассейнов, существовавших в позднем триасе и даже в ранней—средней юре (не говоря уже о раннем триасе), резко различаются как по вещественному, так и по фациальному составу осадков, а также по степени влияния синхронного вулканизма.

Различное происхождение триас-юрских отложений, развитых на обоих бортах депрессии, подтверждается и составом терригенно-минеральных ассоциаций отложений [Полянский, 1961; Полянский, Погорелая, 1971; Белова и др., 1972; Бебешев, 1976].

Основываясь на вышеприведенных данных о различиях геологического строения и терригенно-минеральных ассоциаций, можно принять следующую концепцию, описывающую последовательность геологических событий в триас-юрское время в районе, отвечающем современной Афгано-Таджикской депрессии.

В раннем триасе юго-восточный борт депрессии, выгнутый на юго-восток, вероятно, находился в 1000—1200 км южнее современного положения [Белов, 1981], в составе Дарвазо-Памирского блока Гондваны, который



был отделен от южных окраин Евразии обширной акваторией палео-Тетиса. В его южных прибрежных зонах накапливались прибрежно-морские и морские терригенные осадки с аммонитами и моллюсками индского и оленекского ярусов. Эти отложения перемежались песчано-галечными наносами небольших пролювиальных конусов выноса, состоящих в основном из гальки эффузивов. В это время на субплатформенных блоках Афганистана и Памира, которые располагались соответственно на северо-западном и юго-восточном продолжении рассматриваемой зоны, накапливались мелководноморские шельфовые карбонатные осадки.

Среднеазиатская эпиплатформа в раннем триасе представляла собой в основном приподнятое консолидированное основание, сложенное палеозойскими гранитоидами и сланцами, и была областью денудации. Местами здесь формировались грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения (ханакинская свита).

Среднему триасу отвечает выраженный геократический режим, господствовавший на Среднеазиатской эпиплатформе, где на поверхности древнего рельефа возникли довольно развитые коры выветривания. Продолжалось накопление делювия и пролювия в узких межгорных депрессиях (ханакинская свита). Регрессия территории нынешнего Дарваза в среднем триасе привела к уходу отсюда моря. Денудация охватила большие площади в осевой части современного Дарваза, что сопровождалось накоплением пестроцветных терригенных или вулканогенно-терригенных угленосных осадков иокунжской и зюрюзаминской свит. На Памире существовали морские условия карбонатной седиментации (рангкульская, джилгакульская свиты).

Если допустить положение Дарваза в раннем триасе на 1000—1200 км к югу от современного, то акватория палео-Тетиса к среднему триасу, согласно А. А. Белову [1981], должна была сократиться минимум наполовину и, вероятно, отвечала обширному мелководному морскому бассейну, в южной части которого существовали шельфовые зоны, где аккумулировались карбонатные и терригенные осадки (Дарваз, Памир). Пока нет данных о ландшафтах северного евразийского обрамления палео-Тетиса, но, вероятно, здесь располагались выровненные пространства, характерные для эпигерцинской платформы, осложненной небольшими внутриконтинентальными бассейнами с грубыми осадками.

Начиная с позднего триаса в сферу седиментации были вовлечены не только Дарвазо-Заалайская зона и Памир, но и южные окраины Евразии, где началось заполнение узких межгорных впадин местным обломочным материалом делювиально-пролювиального генезиса (раватская свита).

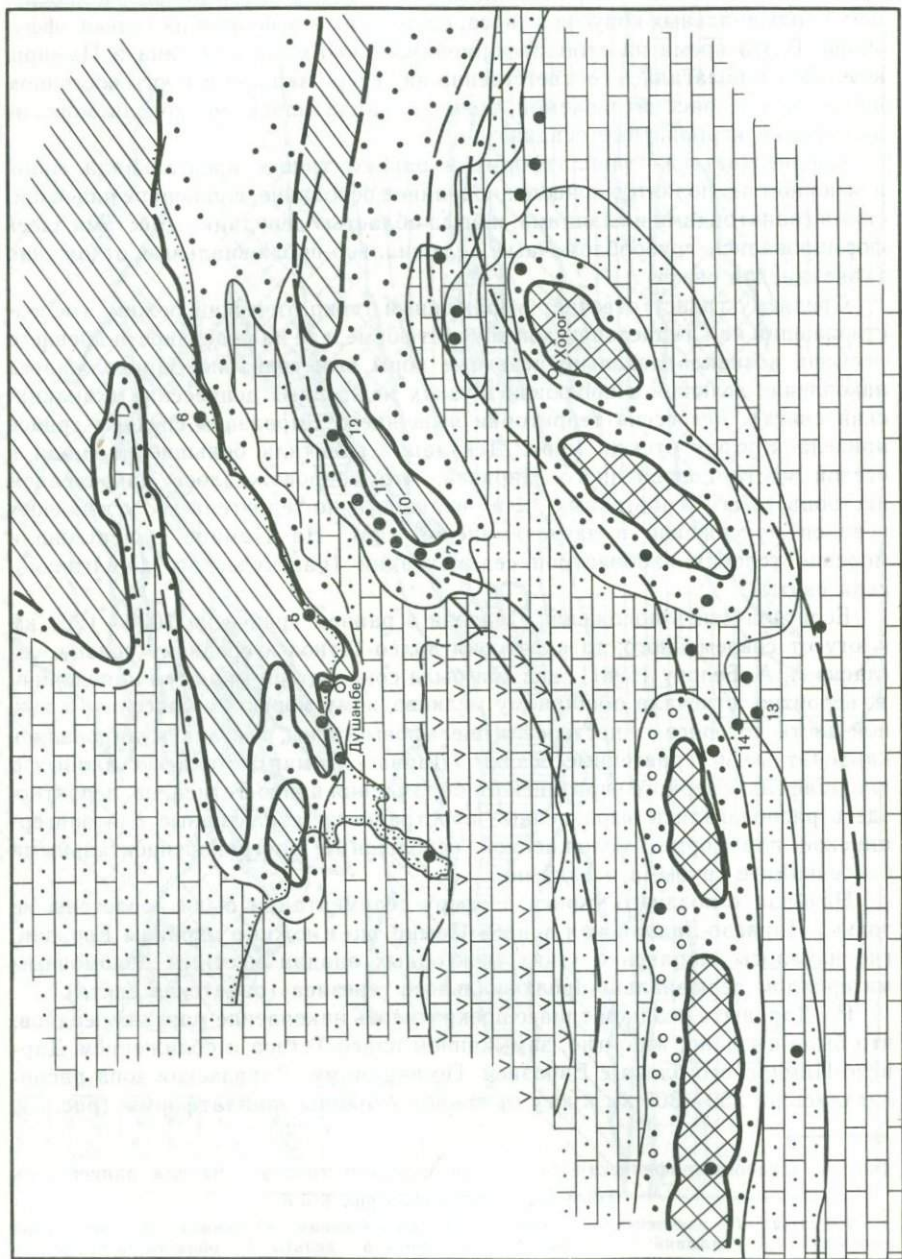
На Дарвазе в позднем триасе прекратилось накопление морских осадков, что было вызвано, вероятно, замыканием палео-Тетиса и сближением Дарвазо-Памирского блока с Евразией. По-видимому, Дарвазская зона располагалась на 250—300 км к югу от южной окраины эпиплатформы (рис. 5).

←

Рис. 5. Палеогеографическая схема для позднего триаса — начала ранней юры

Условные обозначения к рис. 5 и 6

1, 2—суша: 1—расчлененная гористая, 2—выровненная низменная; 3—предгорный пролювий; 4, 5—аллювий: 4—горный, 5—равнинный; 6—дельты; 7—области развития торфяников; 8—окраинные и эпиконтинентальные моря с карбонатно-терригенной седиментацией; 9—открытое мелководное море с карбонатной седиментацией; 10—область начала эвапоритонакопления (доломиты и гипсы). Остальные условные обозначения см. на рис. 1



На месте палео-Тетиса находились обширные внутриконтинентальные впадины типа краевых прогибов платформ. К ним относилась и Афгано-Таримская палеодепрессия. Субширотно ориентированный пояс вулканогенных отложений Северного Афганистана и Северного Дарваза, вероятно, отвечает островодужной зоне, в которую входила поднятия палео-Гиндукуша и Дарваза. Вулканические продукты поступали отсюда как на юг, в прибрежные районы бассейна, так и на север, в пределы палеодепрессии. В это время прибрежно-морской режим терригенной седиментации сохранялся, как указывалось выше, и в Афганистане, где среди терригенных, местами угленосных отложений описаны прослои известняков с солоноватоводной фауной (Доаби-Мехзарин, Шабашек).

Южная часть региона была, скорее всего, занята эпиконтинентальными и окраинными морями мезо-Тетиса (большая часть Афганистана, включая разрезы Доаби-Мехзарин и Шабашек). Памир же в это время был, вероятно, разделен двумя сравнительно узкими морскими бассейнами, шириной до 100 км, которые отделяли Центрально-Памирский островной массив от северной и южной частей Памира. Эти моря соединялись на юго-западе и смыкались далее с акваторией мезо-Тетиса (см. рис. 5). Состав верхнетриасовых терригенных отложений Дарваза (Иокунж, Мианаду) свидетельствует о формировании их за счет местных источников сноса — пермо-триасовых эффузивов чопсайской и иоллихарской свит.

В ранне-среднеюрское время вдоль северного и юго-восточного бортов Таджикско-Таримской депрессии в их бывлом положении установились условия аллювиально-озерно-болотного осадконакопления в границах расширившихся предгорных долин. Усилившийся снос обломочного материала в сторону палеодепрессии был следствием активизации тектонических движений в областях питания в раннекиммерийскую фазу тектогенеза, которые имели устойчивую тенденцию к усилению. Стабилизация произошла только в конце юрского периода. Как указывалось выше, терригенные угленосные отложения нижней—средней юры Дарваза и Южного Тянь-Шаня резко различаются по составу терригенной части (см. рис. 2, 3). Из этого можно заключить, что Дарвазо-Памирский блок в указанное время по-прежнему находился на значительном удалении к югу, вероятно в пределах 200 км, так что сносимый с палео-Дарваза к северо-западу обломочный материал не достигал южных склонов Гиссара. Учитывая общую тенденцию движения Гондваны к северу, можно предположить, что за ранне-среднеюрское время произошло значительное перемещение Дарвазо-Памирского блока в этом направлении, однако области седиментации еще относились к различным терригенно-минералогическим провинциям.

Иная картина обнаруживается в верхнеюрских отложениях. В разрезах Гиссара (Шаргунь и др.) происходит изменение терригенно-минеральных ассоциаций по сравнению со среднеюрскими. Песчаники приобретают полевошпат-граувакковый состав за счет увеличения количества кислых плагиоклазов и обломков эффузивных пород песчаной размерности. Последние поступали в предгиссарские бассейны седиментации, скорее всего, с юго-востока, т. е. с Дарваза, так как на Гиссаре подобные отложения в предюрских формациях неизвестны.

Рис. 6. Палеогеографическая схема для начала поздней юры

Условные обозначения см. на рис. 1 и 5

На Дарвазе (разрезы Мианаду, Гринг), напротив, произошла смена граувакковых песчаников мезомиктовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками или граувакко-аркозами, в которых присутствует, хотя и в меньшем количестве, эффузивный материал (Мианаду).

Таким образом, верхнеюрские ассоциации Дарваза и Южного Тянь-Шаня отмечены уже чертами несомненного сходства, что связано с объединением в пределах единого бассейна седиментации материала из двух источников питания — Гиссаро-Каратегинского плутона и палео-Дарвазской зоны эффузивов. Последнее было возможным только при сближении Дарвазо-Памирского блока с южным бортом эпиплатформы. Вероятно, это сближение в поздней юре еще не достигло современного уровня, оно произошло только в процессе позднеальпийских движений. Жесткие стабильные блоки Евразии замедлили дрейф гондванских блоков на север, что препятствовало тесному сближению с палео-Евразией.

В позднеюрское время значительно сократилась площадь суши как в пределах эпиплатформы Тянь-Шаня, так и южнее. Палеоподнятия Памира и Северного Афганистана представляли собой отдельные островные массивы, обрамленные шлейфами терригенных приморских отложений. Острова формировали субширотно ориентированные архипелаги, приуроченные к основным тектоническим швам, вдоль которых происходило смещение этих массивов к северу. Большая часть территории Афгано-Таджикской депрессии, Северного Афганистана и Памира была занята мелководными эпиконтинентальными морями, где господствовали условия терригенно-карбонатной седиментации. Отдельные заливы распространялись к востоку, в пределы Алайской зоны и, вероятно, в центральную часть Ферганской депрессии (рис. 6).

Показанную А. А. Беловым [1981] узкую шовную зону раннекиммерийской складчатости между палео-Евразией и Гондваной, вероятно, можно назвать просто киммерийской, поскольку сжатия в этой зоне происходили и в поздней юре в период сближения блоков. Кроме того, можно предположить, что сочленение Гондваны с палео-Евразией происходило не одновременно вдоль субширотной зоны, а растянулось во времени от позднего триаса, на Кавказе, до поздней юры, в Памиро-Алае, поскольку шло по субмеридиональной дуге, центр вращения которой находился в северо-западной части Кавказа. Самая широкая часть дуги уходила при этом на юго-восток. Во всяком случае, на меридиане Памира длина дуги должна была быть на порядок больше, чем на меридиане Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54—70.

Бабешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1976. 135 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 293).

Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 211 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 347).

Белова Е. Х., Белов А. Н., Бабаев Ш. Б. Об изменении состава обломочного материала песчаных отложений юры на территории Таджикской депрессии и некоторые особенности их формирования // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. С. 339—343. (Тр. ТО ВНИГНИ; Вып. 133. Сб. 4).

Буртман В. С. Проблемы формирования Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56—62.

Буртман В. С., Гурарий Г. С. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1973. № 2. С. 190—195.
Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152—172.

Губин И. Е. Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.: Госгеолиздат, 1940. 46 с.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 463 с.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикиской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 230 с. (Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР; Т. 95).

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).

Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа // 27-й МКГ: Палеоокеанология. Коллоквиум 03. Доклады, Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 72—83.

Полянский Б. В. Петрографо-минералогическая характеристика рэт-юрских отложений междуручья Ширкент—Ханак // Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР. 1961. № 4 (6). С. 78—93.

Полянский Б. В., Погорелая Д. Д. Литологическая характеристика триас-юрских отложений Дарваза // Вопросы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. Сб. 3. С. 111—120. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 116).

Хаин В. Е. Северокавказско-Туркмено-Североафганский поздне триасовый вулканический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1190—1192.

Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 159 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 302).

Шугов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—103.

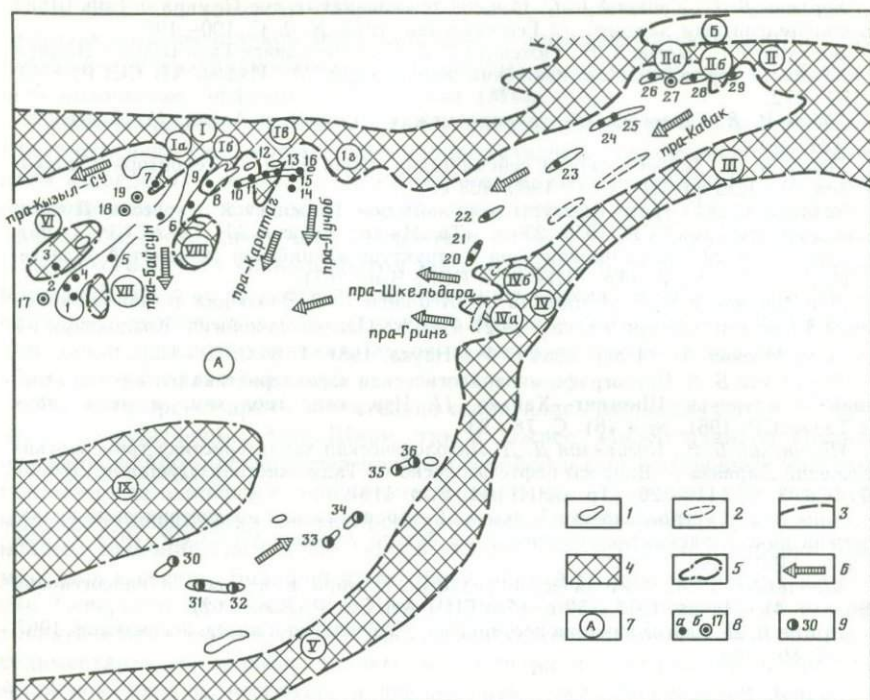
УДК 551.8.552:552.14

И. И. Бебешев, Ю. В. Макаров

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

С юрскими отложениями в Средней Азии связаны многочисленные осадочные полезные ископаемые, среди которых особое место занимают нефть, газ, уголь, цветные металлы, сера и др. Поэтому знание условий формирования, вещественного состава отложений юрского возраста имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Особую важность эти вопросы приобретают для Афгано-Таджикской депрессии, на территории которой, из-за сложности геологического и тектонического строения до настоящего времени еще слабо изучен рассматриваемый комплекс отложений.

Следует отметить, что, несмотря на то что строение отдельных районов Афгано-Таджикской депрессии рассматривалось в ряде известных работ [Бабаев, 1984; Бебешев, 1971, 1976; Полянский, 1983; Попов и др., 1968; Тимофеев и др., 1983; Троицкий, 1967, 1973], до сих пор отсутствуют представления об общей направленности изменений юрских ландшафтов в этом регионе. В основу палеогеографических реконструкций, проведенных авторами данной статьи, положены результаты изучения свыше 60 обнажений юрских пород. Местоположение многих из них показано на карте. Кроме того, были использованы данные исследования смежных территорий [Акрам-



Схематическая палеоморфоструктурная карта доюрского рельефа и расположение изученных разрезов (обнажений) и скважин

1 — граница выходов юрских отложений на дневную поверхность; 2 — предполагаемые границы нахождения Дарвазской зоны в юрское время; 3 — контуры древних поднятий; 4 — основные древние поднятия и выступы палеозойского фундамента: 1 — палео-Гиссар и его выступы (Iа — Чак-Чарский, Iб — Чошский, Iв — Ширкентский, Iг — Комсомольский), II — палео-Аллай и его выступы (IIа — Дараутский, IIб — Нурусульский), III — древнее поднятие Северного Памира, IV — палео-Дарваз и его выступы (IVа — Грингский, IVб — Иокунжский), V — палео-Гиндукуш; 5 — возвышенности доюрского рельефа: VI — Гаурдакская, VII — Кугитайльская, VIII — Сурхантауская, IX — Мазари-Шарифская; 6 — основные направления выноса терригенного вещества палеореками; 7 — древние впадины: А — Афганотаджикская, Б — Яркенд-Ферганская; 8 — изученные разрезы (а) и скважины (б): 1 — Вандоб, 2 — Обдара, 3 — Гаурдак, 4 — Дарай-дара, 5 — Хатак, 6 — Байсун, 7 — Чак-Чар, 8 — Курганча, 9 — Ди-Бодом, 10 — Гулиоб, 11 — Шаргунь, 12 — Ширкент, 13 — Ташкутан, 14 — Ак-Камар, 15 — Суффа, 16 — Лучоб, 17 — скв. 532, 18 — скв. 14, 19 — скв. 16, 20 — Гринг, 21 — Шкельдара, 22 — Иокунж, 23 — Мианаду, 24 — Муксу, 25 — Чак, 26 — Дараут, 27 — скв. 1, 28 — Нурусуль, 29 — Кавак; 9 — разрезы, описанные другими исследователями [Андросов и др., 1977]: 30 — Сарыассия, 31 — Ишпушта, 32 — Лела, 33 — Каракор, 34 — Наракан, 35 — Замбулак, 36 — Чаль

ходжаев и др., 1971; Андросов и др., 1977; Браташ, 1970; Жарков и др., 1982; Строение..., 1976]. Юрские образования, обнажающиеся в современных горных сооружениях Гиссара и Дарваза, в сторону центральной части впадины погружаются под мощную (6—7 км) толщу верхнемезозойских и кайнозойских отложений.

Изучение юрских отложений базировалось на детальном литолого-фациальном анализе, разработанном и усовершенствованном в Геологическом институте АН СССР [Жемчужников и др., 1959, 1960; Тимофеев, 1969,

1970]. Эта методика позволяет достаточно надежно установить генезис как угленосных, так и любых других осадочных образований.

Юрский разрез Афгано-Таджикской депрессии представляет собой сложнопостроенный полифациальный комплекс, состоящий из чередования циклитов аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, прибрежно-морских и морских отложений [Бebeshev, 1976; Тимофеев и др., 1983]. Проведенный авторами детальный литолого-фациальный и минералого-петрографический анализ позволил выделить пять крупных этапов, отвечающих определенным стратиграфическим уровням и охватывающих одну из фаз геотектонического развития региона. От одного этапа к другому менялись обстановки осадконакопления, групповой состав растительных сообществ, вещественный состав осадков и другие признаки. Комплексы отложений, отвечающие этим этапам, разделены региональными перерывами, которые сопровождалась разрывом ранее отложенных образований. Первый этап соответствует лейасу—нижнему аалену, второй — аалену—байосу, третий — байосу—бату, четвертый — келловею—оксфорду и пятый — кимериджу—титону.

Прежде чем перейти к рассмотрению палеогеографии юрского периода, остановимся на особенностях доюрского рельефа, который оказывал существенное влияние на ход осадконакопления и расположение отдельных седиментационных зон. В пределах изученного региона можно выделить ряд крупных положительных форм рельефа, выраженных в виде унаследованных поднятий, которые оставались основными поставщиками терригенного вещества на протяжении всего юрского времени. На севере наиболее крупными были палео-Гиссарское и палео-Алайское поднятия (см. карту). Несколько южнее располагалась устойчиво воздымавшееся сооружение Северного Памира, которое в юго-восточном направлении соединялось с поднятием палео-Кунь-луня, а в юго-западном — соответственно с палео-Дарвазом и палео-Гиндукушем. Все выше перечисленные поднятия существовали не только в юре, но и в мелу. Они служили структурными барьерами, разделявшими различные седиментационные зоны и препятствовавшими проникновению юрского Тетиса на север и северо-запад; иными словами, они отделяли Таримскую и Ферганскую депрессии от юрского мезо-Тетиса. Абсолютные отметки указанных древних поднятий не превышали 700—800 м в раннеюрскую эпоху и уменьшились до нескольких десятков метров в позднеюрское время [Захаров, 1958].

Кроме отмеченных выше крупных сооружений, на поверхность выступали многочисленные мелкие блоки палеозойского фундамента (Ширкентский, Чак-Чарский, Комсомольский, Иокунжский и др.) и возвышенности (Сурхантаусская, Мазари-Шарифская), которые являлись дополнительными источниками сноса терригенного материала, поставки которого существенно усложняли состав осадков в раннюю, среднюю и отчасти позднеюрскую эпохи. Между древними поднятиями располагалась палео-Афгано-Таджикская впадина, которая была втянута в устойчивое погружение не только в течение юрского, но и в более поздние периоды. Именно она оставалась основной областью аккумуляции терригенного вещества, выносимого с поднятий. К северо-востоку эта впадина резко сужалась, что было связано со смыканием двух разнородных геологических сооружений — стабильного Тянь-Шаньского и мобильного Памирского [Пейве и др., 1964; Руженцев, 1968]. Не касаясь природы тектонических процессов, отметим, что наши литолого-

фациальные и минералого-петрографические исследования подтверждают наличие этого сужения в районе Дарвазо-Алайской зоны.

Граница юрского седиментационного бассейна на севере палео-Афгано-Таджикской впадины проходила вдоль современного контура выходов юрских отложений у подножия южных склонов палео-Гиссарского и палео-Алайского хребтов. Ее южная граница в пределах Дарвазо-Алайской зоны, как показали наши исследования, не соответствует современной. Если бы она находилась в юрское время там же, где наблюдается в настоящее время, мы вправе были бы ожидать смещения разнородного терригенного материала, поступавшего с древних поднятий Алая, Дарваза и Северного Памира, что нашло бы отражение в составе юрских отложений. Этому, однако, противоречат полученные нами данные. По всей видимости, южная граница бассейна находилась значительно южнее современной. Об этом, в частности, свидетельствуют реликты позднеюрской трансгрессии, сохранившиеся в районе Иркиштама и у подножия пика Пограничников в виде сульфатно-глинистых отложений прибрежно-морского генезиса, являющиеся аналогами гаурдакской свиты и залегающие непосредственно на палеозойском фундаменте.

Формированию юрских отложений как в пределах изученного региона, так и на всей территории Средней Азии предшествовал длительный континентальный режим, с которым была связана интенсивная химическая и физическая переработка древних кор выветривания, получивших к тому времени широкое распространение [Богатырев, 1980; Троицкий, 1973].

Ниже приведен краткий анализ фациально-палеогеографических условий накопления осадков по этапам.

Первый этап (лейас—нижний аален) был отмечен активным рельефообразованием, связанным со взламыванием ранее сформированной денудационной поверхности, что привело к заложению крупных межгорных впадин и поднятий. На территории палео-Афгано-Таджикской впадины в это время существовала система речных долин, разделенных выступами древних поднятий (Ширкентским, Комсомольским, Дараутским, Иокунжским и др.) и возвышенностями доюрского рельефа (Сурхантаусской, Шаамбары-Сангмилинской, Мазари-Шарифской). На них в ранней, средней и частично в поздней юре осадконакопления не происходило. Речные долины имели субмеридиональное простираие. На выходе из зон палеоподнятий это были типично горные реки. Вниз по течению, на некотором удалении от древних поднятий, они приобретали черты горно-равнинных и равнинно-горных рек, а далее на юг и в центральной части депрессии они, видимо, трансформировались в равнинные реки. В то же время вдоль склонов узкой полосой формировались делювиально-пролювиальные отложения. Они и сейчас встречаются в разрезах в виде небольших линз среди руслового аллювия.

Несмотря на расчлененный рельеф, для первого этапа было характерно широкое развитие озерно-болотных ландшафтов на участках, примыкавших к древним выступам доюрского рельефа. При заболачивании отдельных озерных водоемов формировались различные по мощности и выдержанности торфяники. Наиболее мощные, имеющие промышленное значение, образовались в районе каменноугольного месторождения Шаргунь. Шаргуньский пласт угля мощностью 25 м характеризуется сложным строением (присутствует более 25 прослоев терригенно-глинистых пород). К западу угольный пласт этого месторождения замещается песчаниками и гравелитами аллювиального и пойменного генезиса, отложенными р. пра-Гулиоб. Они посте-

пенно выклиниваются в сторону Ширкентского выступа палео-Гиссара. В Ташкутане мощность угольного пласта составляет около 7 м. В западном направлении он выклинивается у Ширкентского выступа, а в восточном — фациально замещается конгломератами и гравелитами р. пра-Каратаг. В районе восточнее Ташкутана и западнее Шаргуня находилось большое количество мелких озерных водоемов, приуроченных к делювиально-пролювиальным шлейфам. Неустойчивый режим осадконакопления выразился в формировании в одних случаях маломощных (Лучоб, Ханака), а в других — сложнопостроенных, сильнозольных и не выдержанных на площади угольных пластов (Ак-Камар, Фатруф, Суффа, Гуруд). Озерно-болотные обстановки с интенсивным торфонакоплением господствовали не только на Шаргуньском и Ташкутанском участках, но, видимо, были характерны и для центральной части палео-Афгано-Таджикской впадины. Однако большая глубина залегания юры (свыше 6—7 км) не позволяет оценить масштабы торфонакопления в погруженных частях депрессии.

Накопление осадков в Северном Афганистане (южный борт впадины) было связано в основном с речной долиной, располагавшейся между Мазари-Шарифским доюрским поднятием и палео-Гиндукушем. Ближе к истокам она имела субширотное направление, но в районе Даханитур резко поворачивала на северо-запад, сливаясь с системой аллювиальных долин, располагавшихся в центральной части палео-Афгано-Таджикской впадины и дренировавшие окружающие древние поднятия. Торфонакопление в данном районе было развито слабо. Существовавшие здесь торфяники отличались малыми размерами и небольшой мощностью.

Дарвазо-Алайская зона представляла собой северо-восточное продолжение палео-Афгано-Таджикской впадины. Она располагалась между древними горными системами Гиссаро-Алая на севере и Северного Памира на юге. Как отмечалось выше, южная граница этой впадины находилась значительно южнее современной, на расстоянии первых сотен километров [Захаров, 1958; Пейве и др., 1964]. Сближение двух разнородных по генезису массивов — стабильного, северного, с одной стороны, и мобильного, южного — с другой, — обязано, видимо, миграции Индийского субконтинента. Следствием стало выгибание к северу основных структурных элементов [Бархатов, 1963; Резвой, 1969]. Этой же причиной, вероятно, объясняется значительное перекрытие и частичное уничтожение юрских отложений.

Основная масса обломочного материала выносилась речной системой, располагавшейся в центральной части впадины. Однако поступление терригенного вещества обеспечивали также боковые речные системы, дренировавшие окружающие древние поднятия и характеризовавшиеся субмеридиональным простираем. Потоки, сбегавшие с поднятий Дарвазо-Алайской зоны, являлись горными реками. Они оставили аллювий горного типа. К западу реки Дарвазо-Алайской зоны сливались с речными системами палео-Таджикской низменности. Несмотря на относительную расчлененность рельефа, на северном склоне палео-Дарваза существовали благоприятные условия для накопления торфяников, из которых в дальнейшем сформировались угольные пласты мощностью до 2—3 м и более.

Таким образом, одной из особенностей начального этапа юрской истории в рассматриваемом районе следует считать активизацию блоковых движений, затронувших складчатое основание что выразилось в формировании расчлененного рельефа и разветвленной речной сети.

Распределение нижнеюрской флоры также подтверждает существование расчлененного рельефа [Сикстель, 1954; Станкевич, 1959; Троицкий, 1967]. Смешанный цикадофито-гинкговый фитоценоз был, как правило, распространен в долинах древних рек. Ареалы его развития имеют неровные извилистые очертания, подчеркивающие конфигурации долин. Существенно гинкговый фитоценоз был связан с древними поднятиями (палео-Гиссаро-Алая).

Второй этап датируется аален-байосским временем. Основные изменения ландшафтов были обусловлены расширением трансгрессии мезо-Тетиса. Эта глобальная трансгрессия, видимо, была связана с эвстатическими поднятиями уровня Мирового океана [Станкевич, 1959; Страхов, 1960]. Описываемый этап совпал с погружением значительной части Средней Азии (Туркмения, Юго-Западный Узбекистан, Памир). Трансгрессия обусловила изменение конфигурации ландшафтов, в строении которых наряду с новыми элементами оставались реликты предыдущего этапа. Площади, занимаемые палеоподнятиями, значительно сократились, а некоторые из них (Сурхантаусское и др.) целиком оказались в зоне морского осадконакопления.

Трансгрессия моря оттеснила в глубь континента береговую линию в крайнем юго-западном углу Афгано-Таджикской впадины. В районах между пос. Гаурдак и Байсун, некогда занятых аллювиальной равниной, стали формироваться алевроитово-глинистые и песчано-гравийные отложения заливно-лагунного, открытого прибрежно-морского и подводно-дельтового генезиса. На остальной территории сохранились аллювиальные и в меньшей степени озерно-болотные обстановки. В пределах палео-Гиндукуша, палео-Дарваза и палео-Гиссаро-Алая господствовали горные ландшафты, сменявшиеся сначала горно-равнинными, а в центральной части депрессии равнинными аллювиальными ландшафтами. Мелкие озерные водоемы, как правило, располагались на пойме в верхнем и среднем течении рек, в то время как на приморской равнине были распространены сравнительно крупные озера (Чакчарское). Осадки, отложенные в мелких озерных водоемах, как правило, плохо сортированы, локально ограничены, в них наблюдается резкая смена отдельных гранулометрических типов при общем преобладании более грубого материала. В низовьях же речных долин (пра-Кызылсу, пра-Байсун, пра-Сангардак) озерные отложения значительно лучше сортированы, отличаются ясно выраженной горизонтальной, иногда линзовидной слоистостью и постепенными переходами от алевролитов к аргиллитам, которые преобладают в разрезе.

Развитие ландшафтов аален-байосского времени свидетельствует об их общей унаследованности от предыдущего этапа. Главное отличие заключается в расширении площадей аккумуляции и лучшей выраженности гидрографической сети.

Формирование осадков на третьем (байос—бат) этапе происходило в условиях увеличения контрастности тектонических движений в регионе. Палео-Афгано-Таджикская впадина по-прежнему находилась в области интенсивного опускания. Море занимало значительную часть территории и подступило непосредственно к южным склонам Гиссарского хребта и Дарваза. Получили развитие подводно-дельтовые отложения, которые у берега замещались песчаными осадками открытого прибрежного мелководья. Последние узкой полосой протягивались вдоль побережья. В сторону моря они сменялись алевроитово-глинистыми осадками открытого мелководья, которые, в

свою очередь, фациально замещались глинисто-карбонатными отложениями удаленных и относительно глубоководных участков.

В пределах южной части палео-Афгано-Таджикской впадины (Северный Афганистан) были распространены аллювиальные обстановки. Исключением является район Чаль, где располагался крупный залив. Значительная площадь Дарвазо-Алайской зоны была занята подводно-дельтовыми осадками, которые были отложены реками, дренировавшими палео-Дарваз и палео-Алай. Увеличение мощности осадков этого этапа по сравнению с предыдущими показывает, что впадина испытывала преимущественное прогибание, максимальное в ее центральной части [Троицкий, 1967]. На фоне общих опусканий здесь выделяются структуры, остававшиеся относительно устойчивыми. Прежде всего речь идет о нижнеюрских и частично среднеюрских палеоподнятиях (Сурхантаусское, Ширкентское).

С ниже-среднеюрскими отложениями в прилегающих районах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области связаны немногочисленные скопления углеводородов (УВ), приотливное размещение которых обусловлено зональностью пород-коллекторов [Акрамходжаев и др., 1971]. Сложное строение коллекторских толщ в основном определяется разнообразием фациального состава отложений. В ниже-среднеюрском разрезе хорошими емкостно-фильтрационными свойствами пород, большими значениями мощностей, выдержанностью по площади характеризуются гравийно-песчаные образования аллювиального генезиса, доминировавшие в палео-Афгано-Таджикской впадине на первом и втором этапах. Песчаные породы-коллекторы, сформировавшиеся в прибрежных частях морского бассейна (отложения баров, пересыпей, кос), являются трудными объектами при поисках и разведке залежей нефти и газа. Они имеют линзовидную форму, характеризуются незначительными мощностями и не выдержаны по простиранию. Однако они получили широкое распространение в пределах Афгано-Таджикской впадины на третьем этапе.

С четвертым этапом (келловей—оксфорд) была связана максимальная трансгрессия моря, которая оказала существенное влияние на ход осадконакопления в пределах не только Афгано-Таджикской впадины, но и смежных с ней территорий. В располагавшийся здесь крупный эпиплатформенный морской бассейн морские воды поступали, как и в предыдущие этапы, с юго-запада и запада, а побережье отступало на северо-восток. К этому времени исчезли все выступы палеозойских поднятий и возвышенности доюрского рельефа. Территория ранее существовавшего Мазари-Шарифского палеоподнятия вошла в зону осадконакопления. Практически вся Афгано-Таджикская депрессия оказалась занятой водами мезо-Тетиса, длительное господство которых определило накопление карбонатной толщи; мощность толщи меняется от 700 м в центральной части (Кугитанг) до 150 и 50 м соответственно в Северном Афганистане и на южных склонах Гиссарского хребта. В сторону Дарвазо-Алайской зоны карбонатные породы фациально замещаются терригенно-глинистыми карбонатными красноцветными отложениями прибрежно-морского и подводно-дельтового генезиса. Естественными границами мезо-Тетиса в районе Афгано-Таджикской впадины на севере, юге и юго-востоке соответственно являлись Гиссаро-Алайское и Гиндукуш-Дарваз-Северо-Памирское палеоподнятия. На крайнем северо-востоке эта граница проходила в районе Иркиштам. От Яркенд-Ферганской депрессии он отделялся Иркиштамским водоразделом.

Приморская равнина, располагавшаяся между древними поднятиями и мезо-Тетисом, представляла собой всхолмленную область со слабо развитой гидросетью. Незначительное поступление терригенного материала, относительно стабильный тектонический режим, постепенное изменение влажного гумидного климата на сухой и жаркий способствовали интенсивной аккумуляции биогенного и хемогенного карбоната кальция даже в непосредственной близости от берега. В начальные же этапы трансгрессии моря здесь накапливались гравийно-песчаные осадки. Выносимый реками пра-Лучоб, пра-Шаргунь обломочный материал разносился вдоль побережья, где в условиях открытого прибрежного мелководья наряду с песками и алевролитами отлагались карбонатные ооидно-оолитовые пески. Сухость климата повлекла за собой активное испарение и повышение минерализации вод бассейна. Придонный слой воды был пересыщен углекислым кальцием, что обусловило выпадение его в осадок и накопление известкового ила.

В промежутках между устьями рек располагались заливы и лагуны, в которых формировались песчано-алеврито-глинистые осадки. Отложения прибрежных участков морского бассейна в той или иной степени карбонатизированы. Карбонатно-глинистые илы в условиях активной динамики водной среды многократно взмучивались, разбавлялись терригенным материалом, а уплотненные осадки размывались и переотлагались в более застойные, спокойные участки. Таким образом, в прибрежных участках морского бассейна под воздействием волн, подводных течений, впадающих рек, приливов и отливов преимущественно накапливались терригенные осадки, отличающиеся необычайным разнообразием текстур — наличием горизонтальной, волнистой, косой, часто разнонаправленной с элементами взаимного срезания слоистости. Обычно эти отложения содержат скопления раздробленных остатков морской фауны и обрывков водорослей. Осадки этих фаций распространены обычно вдоль побережья в виде узкой полосы, которая в значительной степени расширяется в местах впадения крупных рек.

Наиболее разнообразные типы осадков были характерны для зоны открытого морского мелководья. Интенсивная аэрация водной среды, теплый климат, хорошая освещенность, слабое поступление терригенного материала создавали благоприятные условия для жизнедеятельности зоо- и фитоорганизмов. Отложения этой области содержат обильные и разнообразные остатки ископаемых организмов, характерных для морских бассейнов с нормальной соленостью: брахиопод, аммонитов, иглокожих, мшанок, устриц, пелципод, фораминифер, губок, одиночных и колониальных кораллов, багряных и синезеленых водорослей. Доля терригенной примеси незначительна. Морфология дна бассейна, наличие относительно опущенных и приподнятых участков морского дна, подводных течений определяли большую или меньшую интенсивность движения придонных вод. Это нашло отражение в распределении остатков карбонатостроящих организмов. Начало среднего келловея было отмечено наибольшим разнообразием сообществ, представленных зарывающимися двустворчатыми моллюсками, брахиоподами, устрицами, губками и аммонитами, которые обитали на тонкозернистых алевроитово-песчаных мелководных известковистых грунтах в условиях активной динамики водной среды.

В конце среднего келловея, в позднем келловее и раннем оксфорде произошло обеднение состава сообществ (вместе с зарывающимися двустворчатыми моллюсками встречаются единичные аммониты, устрицы), которые обитали в зоне рас-

пространения карбонатных и карбонатно-глинистых илов в более глубоководных условиях с малоактивным гидродинамическим режимом. Отложения этой зоны содержат минимальную примесь терригенного материала. Сгустковые, комковатые, пятнистые, часто с многочисленными копролитоподобными образованиями осадки в большинстве случаев имеют органогенное происхождение. Эти осадки распространены в зонах открытого мелководья со спокойной динамикой водной среды. Как правило, эти отложения имеют однородный кальцитовый состав, характеризуются горизонтальной выдержанной слоистостью и постепенными фаціальными переходами. Основными детритообразователями являлись моллюски-камнеточицы, губки и особенно водоросли; сверлящие же водоросли играли важную роль в формировании микрокомковатых и сгустковых известняков. В зоне открытого мелководья морского бассейна широкое развитие получили органогенные постройки, линейно вытянутые вдоль древней береговой линии и сложенные скелетами кораллов, водорослей, губок, мшанок, криноидей, фораминифер и других организмов (Гаурдак, Кугитангтау, Лайлякан, Карасян, Чакчар и др. [Строение..., 1976]). При обмелении бассейна эти постройки выводились в зону интенсивного волнового движения и разрушались, с чем было связано образование карбонатного детрита, осаждавшегося на склонах широким шлейфом.

В наиболее удаленных от побережья участках морского бассейна шло накопление обедненных органическими остатками карбонатных илов, часто с примесью глинистого и шламового материала. Большую роль в образовании этих осадков играли остатки наннопланктона. Высокая продукция последнего в сочетании с благоприятными условиями захоронения биомассы в относительно удаленных (глубоководных) участках морского бассейна (Гаурдак) привела к формированию черных битуминозных карбонатных отложений. Их наибольшая мощность отмечается в переходной зоне от мелководья к относительно глубоководным участкам и тяготеет, как правило, к зонам развития барьерных рифов [Ибрагимов, 1984]. Эти породы обладают всеми свойствами нефтегазоматеринских толщ.

С верхнеюрскими карбонатными отложениями связаны основные разведанные запасы нефти и газа в Южном Узбекистане. Большинство открытых в последнее десятилетие месторождений УВ находится в породах-коллекторах рифового происхождения. Для них характерны значительные мощности, высокие значения открытой пористости и хорошие фильтрационные свойства. Однако наибольшее распространение в этой толще получают породы-коллекторы, обогащенные песчаным, оолитовым и детритусовым материалом и образующие природные резервуары пластово-сводового и пластового литологически экранированного типа. Этот тип ловушек является наиболее трудным для обнаружения при поисково-разведочных работах. Максимальные мощности этих отложений приурочены к органогенным банкам, подводным прибрежным валам и подводным дельтам.

Кимеридж-титонский этап является завершающей фазой юрского осадконакопления. С началом кимериджского века связаны установление жаркого аридного климата на всей территории, резкая перестройка ландшафтов и возникновение крупного полузамкнутого водоема, в пределах которого произошло накопление мощной толщи сульфатно-галогенных отложений. Бассейн седиментации простирался от современных горных сооружений Копетдага на западе до Иркиштамского водораздела на востоке.

В настоящее время отсутствует единая точка зрения на условия формирования мощных эвапоритовых отложений в этом районе. Первые представления о строении и генезисе верхнеюрских эвапоритовых толщ были опубликованы еще в 40-е годы [Петров, 1949]. В них подчеркивались изолированность этого бассейна от мезо-Тетиса, лагунный характер накопления осадков в условиях пересыхающего морского водоема. В отдельных частях разреза, прежде всего в калиеносной, отчетливо прослеживаются черты сезонного осадконакопления, нашедшие отражение в тонком чередовании различных генетических типов осадков. В последнее время была выдвинута гипотеза о глубоководном генезисе мощных сульфатно-галогенных комплексов [Яншин, 1961; Шмальц, 1972]. Подобные взгляды некоторые исследователи [Бабаев, 1984; Жарков и др., 1982; Ибрагимов, 1984] высказывали и в отношении верхнеюрского Среднеазиатского бассейна: соляные отложения рассматриваются ими в качестве продуктов заполнения глубоководного солеродного бассейна. В то же время сульфатно-галогенная толща, залегающая в центральных частях региона с небольшим стратиграфическим перерывом, а в северо-восточных периферийных районах с явно выраженным угловым несогласием и более продолжительным перерывом, рассматривается в качестве трансгрессивного комплекса [Бабаев, 1984].

Новые представления о строении эвапоритовой толщи в пределах Туркменского солеродного бассейна позволили ряду авторов [Жарков и др., 1982] предложить принципиально иную схему корреляции ее отдельных членов и соответственно новую интерпретацию истории развития юга Средней Азии в кимеридж-титонское время. Единый седиментационный бассейн на этом этапе распался на ряд впадин (Мургабская, Амударьинская, Афганно-Таджикская). Соленакпление в них осуществлялось с разной степенью интенсивности и автономно. На скользящий характер границы между карбонатной и сульфатно-галогенной толщами указывают многие исследователи [Бережнов, 1978; Строение..., 1976], причем в одних районах наблюдается фаціальное замещение, а в других граница приурочена к поверхностям размыта.

Исходя из пространственного положения сульфатно-галогенных толщ, фаціальных взаимоотношений с подстилающими и окружающими осадками, мы пришли к выводу о сложном, пульсационном характере развития рассматриваемого региона. В связи с активизацией тектонических движений, проявившихся на рубеже оксфордского и кимериджского веков, в существовавшем ранее преимущественно мелководном бассейне произошла резкая дифференциация рельефа. Это привело в одних случаях к перерыву в осадконакоплении, а в других — к перемыву ранее накопившихся осадков. При господстве жаркого аридного климата, вызвавшего ослабление деятельности рек и сокращение привноса терригенного материала, возросло испарение с поверхности воды, что многократно увеличило концентрации растворенных солей в придонном слое. Послойная гидрохимическая дифференциация воды в морском бассейне создавала возможность синхронного накопления солей в наиболее интенсивно прогибающихся участках морского бассейна, рифогенных образований на участках положительных форм рельефа и карбонатно-доломито-гипсоносных осадков в изолированных лагунах и обширной сабхе.

В дальнейшем значительно расширились границы эвапоритового бассейна, прекратилось карбонатонакопление и повсеместно распространи-

лась в периферийных и приподнятых участках дна бассейна садка сульфатов и в широких масштабах солей в интенсивно прогибавшихся впадинах.

Обширная трансгрессия, очевидно, достигала восточных районов Алайской долины. В районе Иркиштама и подножия пика Пограничников на палеозойском фундаменте отдельными пятнами залегают терригенно-сульфатные отложения позднеюрского возраста, являющиеся аналогами гаурдакской свиты. В центральных частях впадины, по-видимому, глубина солеродного бассейна была значительной. Каменная соль, осажденная в этих участках, характеризуется большими мощностями (до 600 м в Карлюкском прогибе), массивнозернистой текстурой, отсутствием терригенного материала и слоистости. В периферийных частях бассейна (Бухарская ступень, южные отроги Гиссарского хребта, Юго-Западный Дарваз) происходит сокращение мощностей солей, выпадение отдельных горизонтов, фациальное замещение сульфатными осадками, обогащение терригенным материалом вплоть до замещения их зеленоцветными и красноцветными алевритами и песками, накапливавшимися в прибрежных обстановках. На завершающей стадии развития в отдельных остаточных бассейнах лагунного типа произошло многократное сгущение рассолов и осаждение калийных солей. Максимальное количество слоев (до 10) и наибольшая их мощность (до 25—30 м) наблюдаются в Карлюкском прогибе, испытавшем интенсивное конседиментационное прогибание [Седлецкий и др., 1977]. Активизация тектонических движений на этой стадии привела к увеличению расчлененности приморской суши, расширению и усилению деятельности речных систем, рассолонению морского бассейна, интенсивной денудации прилегающей суши и к выносу в большом количестве красноцветных песчано-алевритовых осадков. Эти процессы завершают не только пятый этап развития описываемого региона, но и весь позднеюрский цикл осадконакопления на рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э., Миркамалов Х. Х., Нархаджиев М. Н. Особенности литологического состава, стратиграфии и перспективы нефтегазоносности мезозойских и палеогеновых отложений Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 200 с.

Андросов Б. Н., Колчанов В. П., Кулаков В. В. Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 134 с.

Бабаев А. Г. Фазы активизации и их роль в формировании общей структуры молодых платформ // Узб. геол. журн. 1984. № 1. С. 16—22.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 215 с.

Бебешев И. И. Терригенно-минералогические ассоциации ниже-среднеюрских отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 6, С. 99—109.

Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука, 1976. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 293).

Бережнов В. Т. Об условиях и времени появления отложений галита в разрезах верхнеюрских осадков на территории Западного Узбекистана // Узб. геол. журн. 1978. № 4. С. 30—37.

Богатырев Б. А. Триас-юрские коры выветривания и бокситы юга Средней Азии и Кавказа. М.: Наука, 1980. 198 с.

Брагаш В. И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.

Жарков М. А., Благовидов В. В., Жаркова Т. М., Мерзляков Г. А. К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии // Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 3—18.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления угленосных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 332 с.; 1960. Ч. 2. 347 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 15).

Захаров С. А. Структуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Изд-во АН ТаджССР, 1958. 227 с.

Ибрагимов А. Г. Методы определения возможной зоны развития погребенных барьерных рифов // Узб. геол. журн. 1984. № 2. С. 37—40.

Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии // Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156—172.

Петров Н. П. Строение гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Докл. АН УзССР. 1949. № 3. С. 45—49.

Полянский Б. В. Палеогеография времени накопления триасово-юрских формаций Кавказо-Памирской зоны Среднеазиатского пояса // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 73—84.

Попов В. И., Филиппов А. А., Макарова С. Д. и др. Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии. Л.: Недра, 1968. 40 с. (Тр. Проблем. лаб. осадоч. формаций и осадоч. руд; Вып. 7).

Резвой Д. П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов) // Геол. сб. Львов. ун-та. 1969. № 12. С. 72—81.

Руженцев В. С. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 200 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 192).

Седлецкий В. И., Попов В. С., Деревягин В. С., Пилипчук А. П. Геологическое строение, калленосность и условия образования верхнеюрских и нижнемеловых соленосных отложений Юга СССР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. С. 270—284.

Сикстель Т. А. Некоторые данные о климатических зонах юрского периода // Тр. Среднеаз. гос. ун-та. 1954. Вып. 52. Геол. науки. Кн. 5. С. 71—74.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.

Станкевич Ю. В. Краткий лабораторный очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде // Бюл. исслед. лаб. САИГиМС. 1959. Вып. 1. С. 13—25.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1960. Т. 2. 574 с.

Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии. М.: Недра, 1976. 120 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 164).

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 297 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).

Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Полянский Б. В., Макаров Ю. В. Основные черты развития ниже-среднеюрских ландшафтов юга Средней Азии // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 137—142.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Наука, 1967. 312 с.

Троицкий В. И. Мезозойская тектоника Средней Азии // Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. С. 18—65.

Шмальц Р. Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972. С. 5—45.

Янин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 3—15.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРГАНЫ

Отложения юрского возраста широко развиты на территории Ферганской впадины. Они обнажаются вдоль ее южного, восточного и северо-восточного бортов и погружаются к центральным частям, где вскрыты сетью скважин. Промышленные залежи угля содержатся в нижне- и среднеюрских отложениях, которые вверх по разрезу постепенно переходят в пестроцветные отложения средней—верхней юры. В последних органическое вещество (ОВ) содержится лишь в форме обрывков углефицированного аттрита. Бесперспективная в отношении угленосности пестроцветная толща оказалась менее изученной по сравнению с угленосной. Даже несмотря на открытие в верхнеюрских отложениях залежей нефти, известная диспропорция в изученности юрского разреза сохраняется, и многие важные проблемы литолого-фациального анализа отложений средней—верхней юры требуют более детального рассмотрения [Брунс, 1948; Станкевич, 1959; Кобаев, 1964; Симоненко, 1965; Трифонов, Троицкая, 1984; и др.].

Поэтому цель наших исследований состояла в детальной генетической характеристике пестроцветных средне-верхнеюрских отложений Ферганы и выяснении климатических обстановок их накопления, в основу которых был положен метод литолого-фациального анализа [Тимофеев, 1964, 1969; и др.].

Нами было изучено более 50 разрезов естественных обнажений и скважин, при этом описано более 500 шлифов, сделано около 30 гранулометрических анализов с определением карбонатности, анализировались результаты рентгеновского и термического анализов.

Нижняя граница излученных нами отложений проводится условно по исчезновению в разрезе угольных пластов и появлению пестрых окрасок пород внутри верхних частей средней юры. Верхняя граница определяется контактом верхней юры с базальными конгломератами мелового возраста. В целом же нами принята схема стратиграфического расчленения средне-верхнеюрских отложений, утвержденная решением Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии в 1971 г. с частичными последующими изменениями [Алиев и др., 1981, 1983].

В строении изученных разрезов принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, редко — карбонатные породы. По данным детального литолого-фациального анализа нами выделены генетические группы отложений, а в их составе — генетические типы, отнесенные к различным фациям. Изучение макро- и микропризнаков генетических типов осадков и объединяющих их фаций позволило установить существенные различия между условиями формирования осадков в среднеюрскую и позднеюрскую эпохи. Эти постепенные изменения фиксируются на протяжении по крайней мере 60—100-метрового интервала в кровле отложений средней юры, тогда как на рубеже средней и поздней юры выявляется явно выраженная трансформация в облике осадков, что помогает отбивать свиты поздней юры от среднеюрских в полевых условиях. Как показали Н. М. Страхов [1960] и другие авторы, осадконакопление в средне-позднеюрское время в Фергане происходило на фоне постепенной аридизации климата. Нами

**Генетические типы и фации средне-верхнеюрских
пестроцветных отложений Ферганы**

Отложение	Семигумидная климатическая обстановка			
	Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Аллювиальные (А)	Конгломераты крупно-мелкогалечные, гравелиты разнозернистые; окатанность 2—4 балла (50—100%); сортировка относительно хорошая, иногда слабо выраженная ритмическая; слоистость крупная, косая, однонаправленная, слабо выраженная; окраска серая, часто с ржавыми пятнами и полосами	АРГГ-1	Гравийно-галечных осадков русла горных рек	АРГГ
	Песчаники средне-крупнозернистые, иногда гравийные; сортировка хорошая, слабо выраженная ритмическая; слоистость крупная, косая, реже мелкая, однонаправленная, сходящаяся; окраска серая, серо-зеленая с пятнами и полосами коричневого и ржавого цвета	АРПГ-1	Песчаных осадков русла малых равнинных рек	АРПГ
	Песчаники средне-мелкозернистые; сортировка хорошая, слабо выраженная ритмическая, слоистость мелкая, реже крупная, косая, однонаправленная, сходящаяся; окраска серо-зеленая с пятнами и полосами желтого и коричневого цвета	АРПГ-2		
	Песчаники средне-мелкозернистые; алевролиты; сортировка хорошая, часто ритмическая; слоистость мелкая, косая, однонаправленная, сходящаяся, иногда косая штриховатая и горизонтально-волнистая; окраска желто-серая, зеленоватая, с темно-красными и желтыми пятнами и полосами	АППГ-1	Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы	АППГ
	Песчаники мелкозернистые; алевролиты; сортировка хорошая, часто неявная ритмическая; слоистость мелкая, горизонтально-волнистая, линзовидная до горизонтальной, часто их переслаивание; окраска от серой с бурыми пятнами и разводами, зеленой до темно-коричневой	АПГГ-1	Глинисто-алевритовых осадков стариц поймы	АПГГ

Семиаридная климатическая обстановка

Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
<p>Конгломераты крупно-мелкогалечные, гравелиты разнозернистые; окатанность 1–3 балла (25–75%); сортировка средняя, слабо выраженная ритмическая; слоистость крупная, косая, однонаправленная, плохо выраженная; окраска темно-коричневая до розовой, зеленой, пятнистой; включения окремнелых стволов деревьев</p>	АРГА-1	Гравийно-галечных осадков русла горных рек	АРГА
<p>Песчаники средне-крупнозернистые, гравийные, сортировка хорошая и средняя, плохо выраженная ритмическая; слоистость крупная и мелкая, косая, однонаправленная, сходящаяся; окраска от серой с рыжими пятнами до буро-желтой, розовой с белесыми пятнами и полосами</p>	АРПА-1	Песчаных осадков русла малых равнинных рек	АРПА
<p>Песчаники средне-мелкозернистые; сортировка средняя; слоистость мелкая, реже крупная, косая, однонаправленная, сходящаяся, плохо выраженная; окраска розовая, желтая с бурыми пятнами и белесыми полосами</p>	АРПА-2		
<p>Алевролиты крупно-мелкозернистые, реже песчаники мелкозернистые; сортировка средняя и плохая, часто сложное тонкое переслаивание песчаников и алевролитов; слоистость мелкая, косая, волнистая, однонаправленная, сходящаяся, слабо выраженная до горизонтально-волнистой прерывистой; окраска розовая, желтая до зеленой с бурыми пятнами</p>	АППА-1	Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы	АППА
<p>Алевролиты крупно-мелкозернистые, глины алевритистые, редко — песчаники мелкозернистые; сортировка участками от хорошей до плохой; слоистость мелкая, горизонтально-волнистая и линзовидная, плохо выраженная, часты участки с неслоистой комковатой текстурой; окраска пестрая (розовая, лиловая, желтая, бурая до серой); наличие известковистых стяжений и журавчиков</p>	АПГА-1	Глинисто-алевритовых осадков пересыхающих стариц поймы	АПГА

Таблица (продолжение)

Отложение	Семигумидная климатическая обстановка			
	Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Аллювиальные (А)	Алевриты крупно-мелкозернистые; глины, часто их тонкое переслаивание, сортировка хорошая; слоистость мелкая, горизонтальная, реже горизонтально-волнистая, прерывистая, часто подчеркивается углефицированным аттитом; окраска серая, зеленая с бурыми пятнами	АПГГ-2	Глинисто-алевритовых осадков стариц поймы	АПГГ
Проллювиальные (П)	Конгломераты мелкогалечные, гравелиты, песчаники; окатанность галек 0—2 балла (0—50%); сортировка участками от плохой до хорошей; слоистость отсутствует, реже крупная, косая, пологая, плохо выраженная; окраска бурая, розоватая до серой, пятнистой	ПКГ-1	Гравийно-галечных осадков потоков конусов выноса	ПКГ
	Песчаники крупно-мелкозернистые, иногда гравийные; сортировка от плохой до хорошей; слоистость отсутствует, реже мелкая, косая, пологая, плохо выраженная; окраска бурая до желтой, розовой, пятнистая	ПШГ-1	Песчано-глинистых осадков внутренних частей шлейфов конусов выноса	ПШГ
	Алевриты крупно-мелкозернистые; глины; сортировка хорошая, реже плохая; слоистость мелкая, горизонтальная и горизонтально-волнистая, слабо выраженная, редко косоволнистая и косая штриховатая, участками линзовидная; окраска желтая, розовая, с пятнами и полосами сгущения красных тонов и конкрециями гидроокислов железа	ПШГ-2		
Не выделялась				

Семиаридная климатическая обстановка

Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Алевролиты крупно-мелкозернистые, глины алевритистые; сортировка хорошая и средняя; слоистость мелкая, горизонтальная и горизонтально-волнистая, плохо выраженная, часты участки с неслоистой и комковатой текстурой; окраска розовая, вишнево-красная с зелеными и белесыми пятнами и полосами; наличие известковистых стяжений и журавчиков	АПГА-2	Глинисто-алевритовых осадков пересыхающих стариц поймы	АПГА
Конгломераты мелкогалечные, гравелиты, песчаники; окатанность галек 0–1 балл (0–25%); сортировка плохая, изредка до хорошей; слоистость покровного типа, редко слабо выраженная, крупная, косая, пологая, подчеркиваемая корками ожелезнения; окраска бурая, розовая до серой, пятнистой	ПКА-1	Гравийно-галечных осадков потоков конусов выноса	ПКА
Песчаники крупно-мелкозернистые, гравийные; сортировка плохая; слоистость отсутствует, реже мелкая, горизонтально-волнистая, до косой пологой, плохо выраженной; окраска розовая с бурыми полосами до лиловой с зелеными полосами и пятнами	ПША-1	Песчано-глинистых осадков в внутренних частях шлейфов конусов выноса	ПША
Алевролиты крупно-мелкозернистые, глины с включениями зерен гравия; сортировка участками от хорошей до плохой; слоистость мелкая, горизонтально-волнистая до горизонтальной, часты участки с неслоистой и комковатой текстурой; окраска вишнево-красная, лиловая до зеленой, часто пятнистая	ПША-2	Песчано-глинистых осадков в внутренних частях шлейфов конусов выноса	
Глины алевритистые; сортировка плохая и хорошая; преобладают комковатые текстуры; редко мелкая линзовидная плохо выраженная слоистость; окраска вишнево-красная с редкими пятнами и прослоями зеленого и серого цвета; наличие известковистых стяжений и журавчиков	ПОА-1	Карбонатно-глинистых осадков мелких застойных озер на периферии конусов выноса	ПОА

Таблица (продолжение)

Отложение	Семигумидная климатическая обстановка			
	Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Озерные (О)	Песчаники крупно-среднезернистые; сортировка хорошая; слоистость крупная и мелкая, косая, одно- и разнонаправленная, выклинивающаяся и взаимосрезающаяся, сходящаяся и взаимосрезающаяся, сходящаяся; окраска серая, зеленая с пятнами и полосами бурого цвета; наличие обрывков растительного аттрита	ОПГ-1	Песчаных осадков подвижного мелководья озерных водоемов (отложения аккумулятивных форм)	ОПГ
	Песчаники мелко-среднезернистые, иногда крупнозернистые; сортировка хорошая и средняя; слоистость мелкая, косая, штриховатая, участками горизонтально-волнистая, прерывистая, подчеркиваемая за счет скоплений обрывков углефицированного аттрита; окраска серая, зеленая до желтой, с пятнами и полосами темно-коричневого цвета	ОПГ-2		
	Песчаники мелкозернистые, алевролиты, их переслаивание; сортировка хорошая и средняя, слоистость мелкая, горизонтально-волнистая, прерывистая, подчеркиваемая мелкими обрывками углефицированного аттрита; окраска зеленая, реже серая с пятнами и полосами бурого цвета	ОЗГ-1	Алеврито-глинистых осадков прибрежных застойных частей озерных водоемов	ОЗГ
	Алевролиты крупно-мелкозернистые; глины; их переслаивание; сортировка хорошая и средняя, слоистость мелкая, горизонтально-волнистая и горизонтальная, подчеркиваемая мелким углефицированным аттритом; окраска зеленая с пятнами и разводами бурого цвета, иногда розовая, красная	ОЗГ-2		
	Мергели песчаные, известняки ноздреватые, органогенно-обломочные; окраска серая	ОКГ-1	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья озерных водоемов	ОКГ

Семиаридная климатическая обстановка

Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Песчаники средне-мелкозернистые, реже мелкозернистые; сортировка хорошая и средняя; слоистость крупная и мелкая, косая, одно- и разнонаправленная, сходящаяся, часто штриховатая, плохо выраженная; окраска розовая, лиловая с прослоями и полосами бурого, зеленого и белесых оттенков	ОПА-1	Песчаных осадков подвизного мелководья озерных водоемов (отложения аккумулятивных форм)	ОПА
Песчаники средне-мелкозернистые, реже алевролиты; сортировка хорошая и средняя; слоистость мелкая, пологая, штриховатая, плохо выраженная, косая, до горизонтальной прерывистой; окраска розовая, зеленая, пятнистая	ОПА-2		ОПА
Песчаники мелкозернистые, алевролиты; часто их переслаивание; сортировка хорошая; слоистость мелкая, горизонтально-волнистая; окраска зеленая, розовая, пятнистая	ОЗА-1	Алеврито-глинистых осадков прибрежных застойных частей озерных водоемов	ОЗА
Глины алевритистые, алевролиты, их переслаивание; сортировка средняя и хорошая; часто тонкая, ритмическая; слоистость хорошо выраженная, мелкая, горизонтальная за счет смены окрасок; окраска пестрая – сложное чередование вишнево-красных, лиловых, зеленых, реже серых тонов с преобладанием вишнево-красных; в серых и зеленых слоях наличие углефицированного атрита, в красных – известковых журавчиков	ОЗА-2		ОЗА
Известняки с примесью алевропесчаного материала, мергели комковатые; окраска розовая, серая	ОКА-1	Глинисто-карбонатных осадков прибрежного мелководья озерных водоемов	ОКА

Таблица (окончание)

Отложения	Семигумидная климатическая обстановка			
	Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Озерные (О)	Алевролиты крупно-мелкозернистые, песчаники мелкозернистые; сортировка хорошая; слоистость мелкая, горизонтальная, подчеркиваемая углефицированным аттитом; окраска серая, реже зеленая	ОГГ-1	Алеврито-глинистых осадков сравнительно удаленных от берега участков озерных водоемов	ОГГ
	Алевролиты крупно-мелкозернистые, глины, их тонкое переслаивание; сортировка хорошая, ритмическая; слоистость горизонтальная; окраска серая, черная	ОГГ-2		
	Глины; сортировка хорошая; слоистость горизонтальная; окраска черная, реже серая	ОГГ-3		

в рассматриваемом временном интервале выделено два этапа осадконакопления, которым соответствовали различные климатические обстановки. Среднеюрский этап был отмечен господством семигумидного климата, позднеюрский — семиаридного. Эти различия послужили основанием для разделения фаций по климатическому признаку. Подробная характеристика фаций и генетических типов осадков приведена в таблице.

Со среднеюрским этапом осадконакопления (конец средней юры) было связано широкое развитие аллювиальных и озерных ландшафтов; лишь на юго-западе впадины (Сулюкта) выделяются пролювиальные фации (см. рисунок, см. вкл.). Для озерных фаций в разрезе характерно чередование крупнозернистых осадков прибрежного подвижного мелководья (фация ОПГ) и более тонких, а местами карбонатных осадков застойного мелководья (фации ОЗГ и ОКГ в районах Маркай, Чимион, Гальча, Балабансай). Исключение составляет район Северного Риштана, где происходило накопление преимущественно глинистых осадков на участках, сравнительно удаленных от берега (фация ОГГ). На юге Ферганской депрессии (Шураб, Гузан, Сулюкта) преобладали аллювиальные обстановки, причем в Сулюкте вверх по разрезу осадки горного аллювия (фация АРГГ) сменяются грубыми отложениями пролювиального генезиса (фация ПКГ), которые выше переходят в более тонкие осадки пролювиального шлейфа (фация ПШГ). В Шурабе выделяется как горный, так и равнинный аллювий, причем фации горного аллювия (фация АРГГ) чередуются в разрезе с осадками равнинного аллювия (фации АРПГ, АППГ, АПГГ), образуя фациальные комплексы аллювия переходного от горного к типично равнинному типу. В Гузане накапливались только равнинно-аллювиальные осадки. В районе Маркай в нижней части разреза залегают грубообломочные осадки горного аллювия (фация АРГГ), которые перекрываются гравийно-песчаными осадками равнинно-руслового аллювия (фация АРПГ). Выше выделяются алеврито-песчаные осадки прирусловой части поймы (фация АППГ), сменяющиеся тонким

Семиаридная климатическая обстановка

Генетический тип	Индекс	Фация	Индекс
Алевриты крупно-мелкозернистые, реже песчаники мелкозернистые; сортировка хорошая; слоистость мелкая, горизонтальная; окраска зеленая, серая с бурыми пятнами	ОГА-1	Алеврито-глинистых осадков сравнительно удаленных от берега участков озерных водоемов	ОГА
Алевриты крупно-мелкозернистые, глины алевритистые; часто их тонкое переслаивание; сортировка четкая, ритмическая; слоистость горизонтальная; окраска зеленая, серая до черной в глинистых слоях	ОГА-2		
Глины; сортировка хорошая; слоистость горизонтальная; окраска зеленая, серая, черная	ОГА-3		

переслаиванием песчано-алеврито-глинистых осадков застойного озерного мелководья (фация ОЗГ).

Появление в верхах средней юры отложений пролювиального генезиса, получивших здесь еще незначительное развитие, рассматривается нами как свидетельство уменьшения влажности климата. Окраска среднеюрских отложений преимущественно серо-зеленая, но вверх по разрезу наблюдается возрастание роли красных тонов, которые приурочены главным образом к алевритово-глинистым осадкам пролювиальных шлейфов (фация ФШГ) и застойного озерного мелководья (фация ОЗГ). По мнению многих исследователей [Бабадаглы, Джумагулов, 1966; и др.], эти изменения свидетельствуют о постепенной аридизации климата в Фергане.

В составе глинистых минералов нами вслед за Л. А. Зиндель и И. А. Симоненко [1963] отмечается уменьшение роли гидрослюда, каолинита, хлорита и появление смектитов — типичных продуктов аридных обстановок осадкообразования. Алевритово-песчаная часть отложений имеет преимущественно кварц-кремневый состав с незначительной примесью (первые проценты) калиевых полевых шпатов, обломков глинистых пород и эффузивов. Такой существенно зрелый состав породы обычно приобретают в условиях гумидного климата и вялого тектонического режима, близкого к платформенному [Шутов, 1967].

Растительность в конце среднеюрской эпохи была представлена папоротниками, хвощами, гинкговыми, определенными из нашей коллекции М. П. Долуденко. По мнению Р. З. Генкиной с соавторами [1980], в бате Ферганы произошли изменения в составе флоры, свидетельствующие об аридизации климата.

В осадках всех перечисленных выше фаций встречались мелкие (1—3 мм) обрывки углефицированного аттрита, но наибольшее их количество присутствует в озерных и пойменных отложениях. Наименьшим содержанием углефицированной органики характеризуются песчано-глинистые осадки

пролювиального шлейфа (фация ПШГ). Поскольку развитие растительности в условиях постепенной аридизации вряд ли резко сократилось, то присутствие ОВ в породах преимущественно в форме углефицированного атрита, по-видимому, объясняется окислением основной массы органического материала до его захоронения при дефиците атмосферных осадков [Феофилова, 1966; Ерофеев, Цеховский, 1982].

В позднеюрскую эпоху произошло частичное изменение ареалов, занимаемых различными фациями (см. рисунок). Тектонические подвижки в регионе на рубеже средней и поздней юры [Троицкий, 1967] привели к тому, что озерные ландшафты в отдельных районах (Гузан) продвинулись в области бывшего распространения аллювия. В других районах (Маркай, Балабан-сай), напротив, на месте озер, существовавших в среднеюрское время, возникли пролювиальные конусы выноса. Последние в позднеюрское время получили более широкое развитие, чем раньше, что указывает на возросшую засушливость климата.

В основании разреза поздней юры озерные отложения широко представлены песчаными осадками подвижного мелководья (фация ОПГ), которые выше сменяются более тонкими осадками застойного мелководья (фация ОЗА) — либо карбонатными (фация ОКА), либо существенно глинистыми, связанными с относительно удаленными участками озерных водоемов (фация ОГА) (см. рисунок).

Надо отметить, что карбонатные отложения юры, имеющие спорадическое распространение в Фергане, практически не освещены в научной литературе. В этой связи можно упомянуть лишь работы Н. М. Розанова с соавторами [1960] и В. В. Кутузовой [1961], согласно которым в ранней—средней юре преобладали карбонаты органогенного происхождения, а в поздней юре — хемогенного. Это согласуется с нашими данными, и, очевидно, является отражением аридизации климата на рубеже средней—поздней юры.

Верхнеюрские осадки озерно-мелководных фаций, сформированные на подвижных прибрежных (ОПА) или удаленных от побережья (ОГА) участках внешне отличаются от аналогичных среднеюрских образований (ОПГ и ОГГ соответственно) лишь по цвету, а иногда вообще не имеют отличий (см. таблицу). Осадки же фации застойного озерного мелководья поздней юры (ОЗА) резко разнятся со своими среднеюрскими аналогами (фация ОЗГ), причем не только окраской, но и менее четко выраженной слоистостью, часто комковатостью, наличием известковистых журавчиков. Эти признаки, отмечаемые в осадках среднеюрских озер лишь изредка и в зачаточном виде, в поздней юре получают широкое распространение, что свидетельствует в пользу ужесточения аридного климата, которое периодически приводило к частичному пересыханию озерных водоемов.

В пролювиальных фациях наблюдается закономерная смена вверх по разрезу грубозернистых осадков потоков центральных частей конусов выноса (фация ПКА) песчаными и алевритово-глинистыми осадками, отложенными в протоках и мелких плоских озерных водоемах, располагавшихся в пределах шлейфовой зоны конусов выноса (фации ПША, ПОА). Выше иногда наблюдается переход к алевритово-глинистым и глинистым осадкам застойного озерного мелководья (фация ОЗА) (Балабан-сай).

По сравнению со среднеюрскими отложениями в грубозернистых осадках аллювиальных и пролювиальных фаций поздней юры (фации АРГА, АРПА, ПКА) наблюдается относительное ухудшение окатанности материала и ос-

лабление его сортировки (см. таблицу). Также происходит ухудшение сортировки более тонких осадков пойм и пролювиальных шлейфов (фации АППА, АПГА, ПША). Видимо, это является следствием более отчетливо выраженной сезонной активности водных потоков, характерной для засушливых стран. Водные потоки здесь быстрее мелели после паводков, теряли значительную часть своей энергии и откладывали неотсортированный материал. С этим же, по-видимому, связан тот факт, что в осадках позднеюрского возраста слоистость становится менее четко выраженной по сравнению со среднеюрскими отложениями, а в их окраске преобладают красные тона, с незначительным развитием серого и зеленого цвета (см. таблицу).

Среди глинистых минералов широкое распространение получают смектиты — индикаторы аридных обстановок, часто при резко подчиненном значении гидрослюды, каолинита и хлорита. В обломочных породах отмечается увеличение полимиктовости за счет повышения содержания полевых шпатов, обломков глинистых пород, эффузивов и гранитов. Такое изменение обусловлено, во-первых, некоторой активизацией тектонического режима в регионе на рубеже средней и поздней юры [Троицкий, 1967] и, во-вторых, аридизацией климата, препятствующей «созреванию» песчаников [Шутов, 1967].

Карбонатность красноцветных алевритово-глинистых отложений достигает 40% против нескольких процентов в средней юре, что согласуется с данными О. Г. Лариной и др. [1965] и И. А. Симоненко [1974] и позволяет причислять изучаемые нами пестроцветы к ряду образований аридного климата [Анатольева, 1972; Сочава, 1982].

В растительном мире поздней юры Средней Азии отмечается резкое сокращение влаголюбивых форм и расцвет ксерофитов. Общее количество биоты в целом уменьшается [Долуденко, 1984], что наряду с возрастанием интенсивности процессов окисления растительных остатков в засушливых условиях объясняет резкое уменьшение и практически исчезновение (в красноцветных слоях) обрывков углефицированного аттрита.

Подытоживая сказанное, еще раз отметим, что отложения конца средней юры, отнесенные нами к семигумидной климатической обстановке, имеют в основном озерный и аллювиальный генезис (лишь в разрезе Сулюкта выделены пролювиальные фации). Эти породы характеризуются преимущественно серо-зеленой окраской с нарастанием вверх по разрезу участия красных тонов; закономерным уменьшением вверх по разрезу количества углефицированного аттрита при полном отсутствии угольных пластов; уменьшением роли каолинита и появлением смектитов в составе глинистых минералов. Данные признаки свидетельствуют в пользу увеличения аридности. В то же время состав флоры из нашей коллекции, представленной папоротниками, хвощами и др. (определения М. П. Долуденко), зрелый, преимущественно кварц-кремнистый облик алевритово-песчаной части осадков и преимущественно органогенно-обломочная природа карбонатов указывают на еще достаточную влажность климата в среднеюрскую эпоху.

В отложениях поздней юры, накопившихся в семиаридной климатической зоне, пролювиальные фации имеют более широкое развитие. В целом осадки характеризуются преимущественно красной окраской; широким распространением среди глинистых минералов смектитов; практическим отсутствием органического материала; относительным увеличением полимикто-

ности алевроитово-песчаной составляющей, ухудшением окатанности обломочных зерен, ослаблением их сортировки, менее выраженным характером слоистости и повышенной карбонатностью по сравнению с осадками в семигумидной обстановке. Карбонатность здесь обусловлена в основном хемогенной садкой кальцита, вплоть до появления маломощных прослоев желваковых известняков. В растительном мире происходит расцвет ксерофитных форм. Отложения, характерные для собственно аридной климатической зоны, здесь не обнаружены, так как отсутствуют прямые индикаторы аридного климата — сульфаты и хлориды.

Таким образом, конкретный анализ литолого-фациальных особенностей изученных разрезов позволил охарактеризовать генезис средне-верхнеюрских отложений Ферганской впадины. Установлены эволюция ландшафтов и влияние климата на состав и условия накопления осадков.

При дальнейших исследованиях изучаемых отложений предполагается провести специальное изучение носителей красного пигмента в различных фациально-генетических типах пород, что, вероятно, позволит уточнить существующие представления о генетическом значении окраски и ландшафтно-геохимических условиях осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев М. М., Алимов К. А., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н. Ферганская депрессия // Юра Юга СССР. М.: Наука, 1983. С. 145—157.
- Алиев М. М., Генкина Р. З., Дубровская Е. Н., Никишова В. М. Юрские континентальные отложения востока Средней Азии. М.: Наука, 1981. 181 с.
- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. 346 с.
- Бабадаглы В. А., Джумагулов А. Стратиграфия мезозоя юга Западной Киргизии. Л.: Недра, 1966. Т. 1. 223 с.
- Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. Л.: Гостоптехиздат, 1948. С. 99—114. (Литол. сб.; Вып. 1).
- Генкина Р. З., Долуденко М. П., Дубровская Е. Н., Никишова В. М. Батские отложения Южной Ферганы // Сов. геология. 1980. № 10. С. 50—60.
- Долуденко М. П. Позднеюрские флоры Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1984. 112 с.
- Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений: (Семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 210 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 363).
- Зиндель Л. А., Симоненко И. А. Минералого-геохимическая характеристика глин и некоторые вопросы нефтегазоносности юрских отложений Ферганы. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1963. 114 с.
- Конаев В. А. Юрские отложения Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент, 1964. 26 с.
- Кутузова В. В. К вопросу о стратиграфии юрских отложений Ферганской впадины // Тр. ВНИГНИ. 1961. Вып. 30. С. 131—143.
- Ларина О. Г., Москалев Н. П., Азимов П. К. К литологии юрских отложений Ферганской впадины // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1965. № 4. С. 53—69.
- Розанов Н. М., Шмелев И. А., Соколов И. П. О перспективах нефтегазоносности юрских отложений Ферганской впадины // Геология нефти и газа. 1960. № 8. С. 8—13.
- Симоненко И. А. Литолого-фациальная характеристика юрских отложений Ферганской впадины в связи с перспективами их нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент, 1965. 25 с.
- Симоненко И. А. К литологии юрских отложений Ферганской впадины // Литология, фации и геохимия нефтегазоносных осадочных формаций Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1974. Вып. 11. С. 131—145.
- Сочава А. В. Сравнительный анализ докембрийских и фанерозойских терриген-

ных карбонатных красноцветных формаций: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1982. 31 с.

Станкевич Ю. В. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде // Бюл. исслед. лаб. САИГИМС. 1959. Вып. 1. С. 13—25.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1960. Т. 2. 574 с.; 1962. Т. 3. 550 с.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 262 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 94).

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).

Трифонов А. Н., Троицкая В. В. Литолого-фациальная зональность и условия накопления юрских терригенных формаций северо-восточной части Ферганской впадины // 27-й МКГ: Тез. докл. М.: Наука, 1984. С. 24—25.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Недра, 1967. 312 с.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. М.: Наука, 1966. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 140).

Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86—103.

ФОРМАЦИИ БАССЕЙНОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

УДК 552.5:552.14

П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Восстановление эволюции седименто- и литогенеза в океанах невозможно без всестороннего изучения строения, состава осадочного чехла Мирового океана, а также истории зарождения и становления современных океанических бассейнов. Осадочные породы и осадки содержат первичные генетические признаки, отражающие их происхождение, восстановление которых позволяет проследить не только ход седиментогенеза, но и геологическую историю океанического бассейна, так как в осадочных породах и осадках запечатлены основные геологические события регионального масштаба. Выяснение генезиса осадков позволяет восстановить палеогеографию бассейна седиментации.

Метод литолого-фациального анализа, разработанный в трудах Ю. А. Жемчужникова, П. П. Тимофеева, в настоящее время широко применяется при изучении осадочных формаций, поскольку позволяет всесторонне и с высокой степенью детальности подойти к выяснению условий их образования и проследить эволюцию в истории Земли. В связи с этим литолого-фациальное изучение пород не только позволяет восстановить природу седиментационных процессов, но и является основой для познания истории осадконакопления и геологического развития океанских и континентальных блоков земной коры.

Нами впервые было проведено всестороннее изучение отложений, слагающих глубоководные разрезы и вскрытых скважинами б/с «Гломар Челленджер». Авторы принимали непосредственное участие в описании керна глубоководного бурения и в первичном изучении микроскопических признаков и текстур. Помимо изучения керна, делались зарисовки и фотографии текстур, измерялись мощности слоев и углы наклона, проводилось выделение генетических типов и фаций. В итоге в каждом разрезе осадочной толщи был намечен последовательный ряд, объединяющий литологические типы в генетические, генетические в фациальные, фациальные в макрофациальные [Тимофеев и др., 1982].

Нами установлены отложения: озерно-морских водоемов с макрофациями осадков слабосоленоватоводных, соленоватоводных и осолоненных бассейнов; подвижного прибрежно-морского мелководья с макрофациями осадков подводной дельты, заливов и лагун; прибрежно-морского мелководья; удаленного от берега мелководья с макрофациями осадков относительно удаленного и удаленного мелководья; мелководного моря с макрофациями осад-

ков относительного мелководья и морского мелководья; глубоководного моря с макрофациями осадков относительного морского глубоководья и морского глубоководья; относительного океанического глубоководья с макрофациями карбонатно-кремнистых и карбонатно-глинистых осадков; океанического глубоководья с макрофациями органогенно-карбонатных и глинистых осадков. Указанные макрофации отвечают этапам седиментации, выделяемым в длительной истории Атлантического океана.

Среди других нами были выделены озерно-морские мелководные солоноватоводные отложения, накапливавшиеся на глубинах до 200 м и представленные макрофацией осадков осолоненного озера, а также макрофацией осадков солоноватоводного озера.

Широким распространением пользуются отложения лагунно-морские и мелководного моря, накапливавшиеся на глубинах от 200 до 800 м. Они включают осадки макрофации подводной дельты, заливов и лагун, подвижного прибрежного морского мелководья, прибрежно-морского мелководья, прибрежно-морской зоны и удаленного от берега мелководья и представлены терригенными и органогенно-детритусовыми осадками. Так, с макрофацией зоны подводно-дельтовой седиментации связаны в основном терригенные гравийно-песчано-глинистые отложения с подчиненными прослоями галечников, отличающиеся хорошей сортировкой и косой одно- и разнонаправленной слоистостью.

Макрофация прибрежно-морской подвижной мелководной седиментации выделяется в разрезе обычно выше отложений подводной дельты и вместе с ними составляет группу осадков, накапливавшихся в прибрежной зоне океана. Соответствующие отложения представлены обломочными песчано-алевритовыми образованиями темно-серого, почти черного цвета, обусловленного обилием гумусового терригенного материала. Они характеризуются прерывистой горизонтально-волнистой, участками косой разнонаправленной слоистостью.

Макрофация зоны прибрежно-морской мелководной седиментации включает комплекс так называемых «черных сланцев», в возрастном отношении отвечающих апту—сеноману. Термин «черные сланцы» используется для обозначения пород, контрастно выделяющихся по внешнему виду и обладающих способностью распадаться на плитки по напластованию. Однако в комплекс «черных сланцев» входят не только черные, но и темно-серые и серые породы.

Высокое содержание органического вещества (ОВ) (до 20—30% $C_{орг}$), представленного зачастую гумусовым типом, является надежным критерием мелководного происхождения вмещающих осадков [Боголюбова, Тимофеев, 1978].

Макрофация прибрежно-морской зоны тесно связана с рассмотренной выше, а отложения, ее слагающие, накапливались в условиях большего удаления от берега, чем описанные выше. Это фация мергелистых осадков с примесью сапропелевого материала, фация калкарениито-кремнисто-глинистых осадков с примесью сапропелево-гумусового ОВ, а также фация глинисто-калкарениитовых осадков, содержащих примесь сапропелево-гумусового и гумусового ОВ.

Макрофация удаленного от берега мелководья представлена отложениями, сформировавшимися на некотором удалении от прибрежной зоны на глубине 500 м, в основном терригенно-органогенными отложениями.

К зоне мелководного моря нами относятся осадки, формировавшиеся на глубинах 500—800 м. Это глинисто-биогенные, биогенные и смешанного состава отложения. Среди них выделяется макрофагия осадков зоны мелководной морской седиментации и макрофагия осадков зоны относительно мелководной морской седиментации. Отложения зоны мелководной морской седиментации в кернах глубоководного бурения обычно сильно литифицированы, прослой известково-сугликовых песчаников сцементированы вторичным, перекристаллизованным зернистым кальцитом.

Среди отложений зоны относительно мелководной морской седиментации идентифицированы туфогенные органогенно-карбонатно-кремнистые, органогенные карбонатно-глинистые, алевроитово-глинистые с примесью органогенно-карбонатно-кремнистого материала образования, характеризующиеся горизонтально-волнистой, мелкой косой штриховатой, мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Обращает на себя внимание присутствие обугленных растительных остатков и пятен гумусового ОВ.

Макрофагия осадков относительно глубоководного моря включает глинистые и глинисто-алевритовые осадки, формировавшиеся на глубинах до 1000 м, а макрофагия осадков глубоководного моря представлена органогенно-карбонатными осадками, формировавшимися на глубинах до 1500 м.

Собственно океанические осадки формировались на глубинах от 2 до 4 км и более. Это преимущественно биогенные, глинисто-биогенные и глинистые илы.

К макрофагии зоны относительно глубоководной океанической седиментации принадлежат прежде всего органогенно-кремнистые осадки с примесью карбонатного материала, а также органогенно-карбонатные отложения, включающие обильные остатки кремнистых организмов. Повсеместно наблюдается бóльшая или меньшая примесь вулканогенного, а в ряде случаев и глинистого материала, характерна горизонтальная, горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость. Гумусовое вещество и растительный детрит отсутствуют. При детальном исследовании выделяется фагия туфогенно-карбонатно-кремнистых осадков, обогащенных кремнистыми остатками и органогенным карбонатом, фагия туфогенно-органогенно-кремнистых осадков, не содержащих остатков карбонатостроющих организмов, а также фагия алевроитово-глинистых известковистых осадков. К последней относятся алевроитовые мергели с редкими раковинами фораминифер, панцирями диатомей, кремневых губок и прослоями известковистых глин. Слоистость — тонкая, горизонтальная, участками горизонтально-волнистая и микролинзовидная, реже мелкая, косая, выполаживающаяся.

Можно упомянуть также фагию глинистых карбонатно-кремнистых осадков с тонкой горизонтальной, горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью (много тридимита и кристобалита) и фагию известковистых диатомитов с преобладанием панцирей диатомей и спикул кремневых трубок. Низкое содержание в осадках минерального терригенного материала и отсутствие аллохтонного растительного детрита свидетельствуют о достаточной удаленности зоны седиментации от береговой линии. Характерными чертами отложений данной макрофагии являются преобладание биогенного кремнезема над органогенным карбонатом и присутствие вулканогенного материала. Постоянное и обильное поступление в рассматриваемую часть акватории вулканогенного материала служило добавочным источником питательных веществ для планктона, что благоприятствовало расцвету

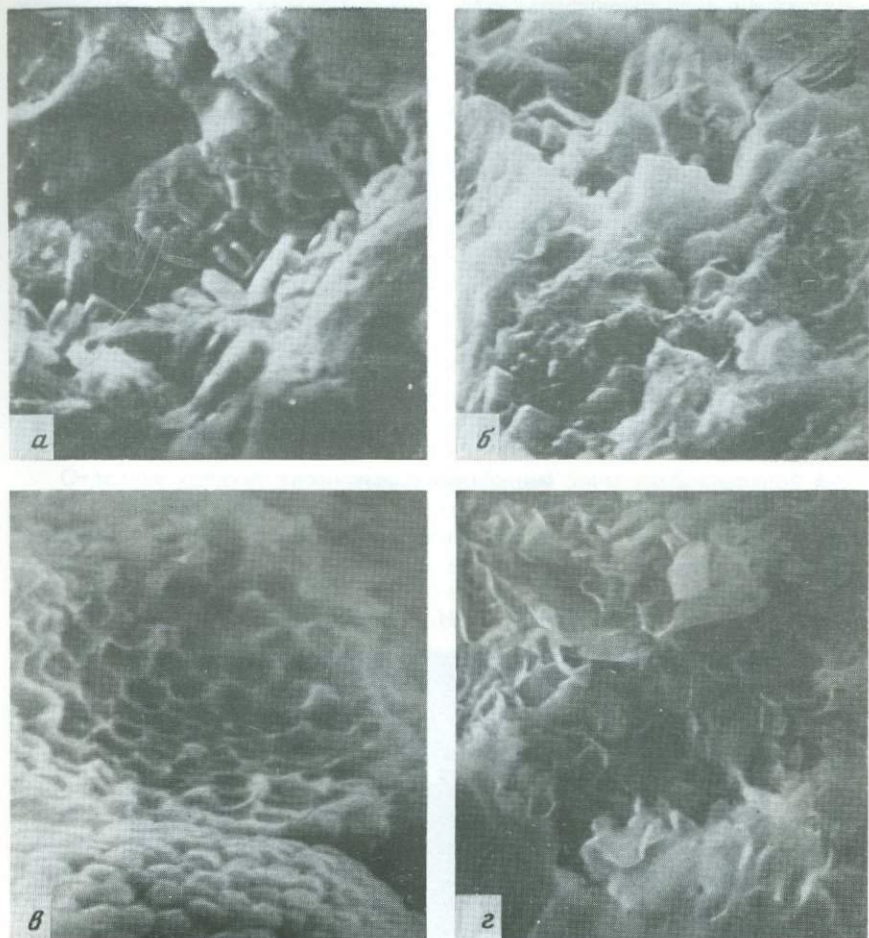


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки вторичных минералов вулканогенно-осадочных пород Южной Камчатки (Крестовская скв. ГП-1, олигоцен—миоцен)
а — гейландит в порах алевритового туфа, глубина 1230 м, увел. 13 000; б — кальцитизированный туфодиазомит, глубина 1910 м, увел. 13 000; в — реликтовая органическая структура пиритизированной туфоопки, глубина 2546 м, увел. 20 000; г — хлорит, замещающий витрокласты в туфоалевролите, глубина 3102 м, увел. 13 000; д — метасоматоз морденита по туфоалевролиту, глубина 3102 м, увел. 20 000; е — метасоматический цеолитолит морденит-ломонитового состава по туфу песчаному, глубина 3141 м, увел. 2500

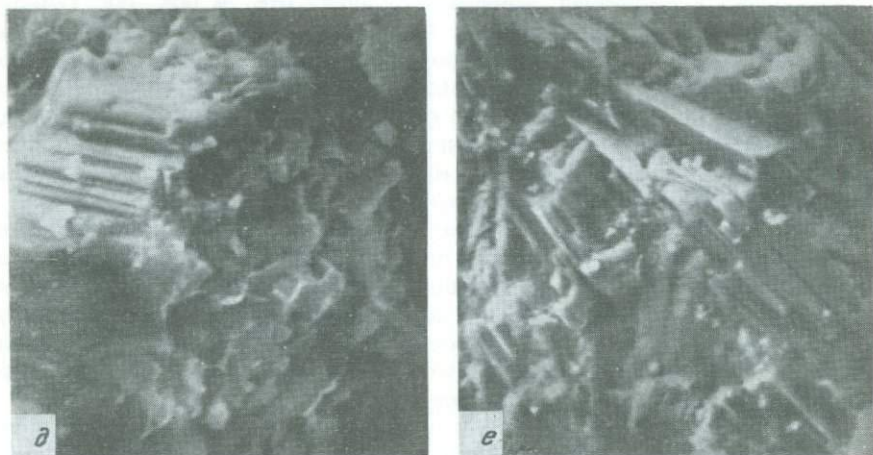


Рис. 2 (окончание)

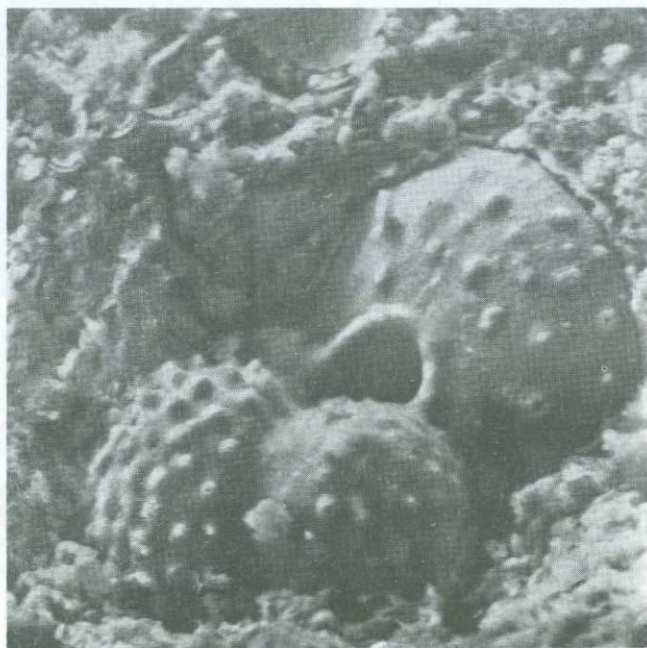


Рис. 3. Фораминиферо-кокколитовый ил с вершины подводной горы на материковом подножии п-ва Индостан в Аравийском море.
На первом плае — раковинки глобигерин; увел. 800

диатомовой флоры, продуктивность которой была так велика, что в осадок выпало много панцирей диатомей. В ряде случаев накапливались глинисто-органогенные сильно известковистые либо существенно кремнистые отложения, не содержащие прослоев, обогащенных пирокластикой. Ее примесь, однако, ощущается весьма часто.

Полное отсутствие в осадках терригенного материала, аллохтонного растительного детрита и рассеянного гумусового ОВ, текстуры оползания, обилие кремнистой и вулканогенной составляющих свидетельствуют об удаленности зоны седиментации от береговой линии и о накоплении осадков в пределах континентального склона (возможно, подножия).

К глубоководным осадкам относятся биогенные, в разной степени глинистые илы, накапливавшиеся на глубинах 2,5—4 км. Органогенный материал представлен остатками наннопланктона и раковинами фораминифер.

Осадки абсолютного глубоководья накапливались на глубинах 4 км и более. Чаще всего это фации глубоководных глин, отложенных на глубинах ниже критического уровня растворимости карбонатов: тонко отмученные глины с рассеянными гидроокислами железа и кислым вулканическим стеклом.

Отдельно следует упомянуть макрофацию зоны глубоководной океанической седиментации: сугубо биогенные кокколито-фораминиферовые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью. Различается фация органогенно-карбонатных кокколито-фораминиферовых осадков с примесью, но без преобладания, диатомей и спикул кремневых губок. Весьма характерны осадки, сложенные остатками гигантских водорослей энтмодискусов, которые ориентируются, субгоризонтально концентрируясь в отдельных слоях, что обуславливает листоватое сложение. По данным различных исследователей, в настоящее время накопление в осадках панцирей энтмодискусов приурочено к экваториальному поясу Тихого океана и к глубоким впадинам подводного рельефа. В современных осадках Атлантического океана подобные осадки не обнаружены.

К фации органогенно-карбонатно-глинистых осадков относятся кокколитовые мергели, содержащие мелкие раковины фораминифер, панцири диатомей и примесь углистой пыли. Характерна тонкая горизонтальная слоистость, подчеркиваемая ориентированным расположением глинистых частиц. В условиях постоянного привноса терригенного материала льдами формируются серые или коричневатые, в отдельных прослоях почти белые фораминиферовые илы с постоянной, местами обильной примесью разнообразного по составу несортированного терригенного материала — глинистого, песчано-алевритового, галечного и даже валунного. Осадки данной фации также приурочены к глубоководной зоне океана, но накапливались в условиях постоянного заноса айсбергами терригенного материала, который попадал в фораминиферовые илы.

Глубоководные участки океана характеризуются резко расчлененным рельефом дна и многообразием движения водных масс (конвекция, турбулентность), в том числе и придонных. Вследствие этого условия осадконакопления здесь одинаковы. В разных частях океанического глубоководья образуются различные отложения. Они очень специфичны и не имеют прямых аналогов среди фациальных типов субаквальных континентальных отложений в области океанического шельфа. На континенте и в зоне шельфа, где большую роль играет дифференциация обломочного материала по грануло-

метрическому признаку, широко распространены терригенные осадки. Гранулометрия осадков здесь является одним из важнейших фациальных признаков. Напротив, в глубоководной части океана доминируют органические осадки. На обширных пространствах океанского дна абиогенная часть осадков представлена лишь пелитоморфным глинистым материалом. Исключения составляют глубоководные отложения, включающие переотложенные продукты разрушения местных вулканических построек, а также некоторые турбидиты и кристаллолитокластиты. Здесь гранулометрия не может служить индикатором фациальных условий осадконакопления.

Органические остатки в составе глубоководных осадков могут быть представлены либо преимущественно карбонатными, либо кремнистыми форменными элементами. В первом случае это скелетные части нанопланктона и раковины фораминифер, во втором — спикулы губок, скелеты радиолярий и панцири диатомей. Количественные соотношения перечисленных групп организмов непостоянны, однако в их изменении можно выявить определенные закономерности. Спорадически в илах находятся в значительном количестве витрокластические частицы кислого состава, кое-где единичные осколки основных стекол.

Анализ распределения макрофаций и фаций в разрезе и на площади позволил выявить основные этапы развития Атлантического океана.

В данной статье мы рассматриваем мезозойский и кайнозойский этапы развития Атлантического океана.

Юрские отложения в Атлантическом океане вскрыты скв. 10, 99, 101, 105, 330, 367, 401, 416, 545, 547, расположенными в краевых частях океана. Они слагают самые низы разреза осадочного чехла и относятся к макрофации солоноватоводных и осолоненных водоемов.

Низы нижнего мела, т. е. отложения берриаса, валанжина, готерива и баррема, вскрыты скв. 5, 99, 370, 384, 390—392, 397, 398, 401, 416, 544, 545, 547. Они представлены осадками макрофаций подводной дельты, заливов и лагун, прибрежно-морской и прибрежно-морской мелководной зоны, удаленного от берега мелководья и мелководного моря, распространенными в северо-восточной периферийной части Атлантического океана. В то же время в зоне, примыкающей к Американскому континенту, развиты отложения морского мелководья.

Верхи нижнего мела — апт и альб — вскрыты скв. 2, 86, 94, 100, 135, 242—244, 248—250, 369, 370, 384, 387, 390, 398, 400, 402, 416, 417, 545, 547. При этом как вдоль всей западной окраины Африки, так и вдоль восточной оконечности Америки преимущественным развитием пользуются отложения макрофации мелководного и глубоководного моря. Реже встречаются отложения макрофации осадков удаленного от берега мелководья.

Верхний мел — низы сеномана, турон, коньяк — вскрыт скв. 5, 111, 144, 146, 246—251, 356, 367, 370, 386, 387, 398, 418. На северо-западных окраинах Африки и Европы, а также в прилегающих районах Атлантики эти отложения представлены макрофацией морского мелководья, макрофацией осадков прибрежно-морской подвижной мелководной зоны. В скважинах, пробуренных в Южной и Юго-Западной Атлантике, указанный интервал разреза сложен отложениями макрофации относительно глубоководной океанической седиментации.

Верхний мел (верхи) — сантон, кампан, маастрихт — вскрыт скв. 4, 10, 97, 98, 111, 135, 136, 138, 143, 146, 152, 269, 327, 354—357, 362, 366, 367,

382, 384—387, 390, 392, 400, 401, 417, 418, 511, 516, 530, 534, 548—550. В пределах северо-западной окраины Африки в указанном интервале преобладают осадки макрофации относительного океанического глубоководья.

Палеоцен-раннеэоценовые образования пройдены значительным числом скважин. В большинстве случаев это органогенные карбонатные отложения, сформировавшиеся в условиях океанического относительного глубоководья. Средний эоцен также вскрыт многими скважинами и представлен органогенно-карбонатными и органогенно-карбонатно-глинистыми осадками океанического относительного глубоководья. Подобный генезис имеют и отложения позднего эоцена — олигоцена, развитые в разрезах большинства скважин.

Миоцен вскрыт многочисленными скважинами. На площади бассейна в его составе преобладают органогенно-карбонатные и глинистые отложения океанического глубоководья. Еще более широко распространены плиоценовые отложения, обнаруживаемые почти во всех скважинах. Это органогенно-карбонатные с терригенной примесью осадки относительного океанического глубоководья.

Плейстоцен представлен органогенно-кабонатными, участками глинистыми отложениями, формировавшимися ниже уровня растворимости карбонатов в условиях океанического глубоководья.

Анализ распределения фаций и макрофаций в разрезе и на площади позволил построить палеогеографические карты для основных интервалов мезозойского и кайнозойского этапов развития Атлантического океана в связи с эволюцией окружающих континентов.

Изучение океанических разрезов позволяет прийти к выводу, что в целом как карбонатные, так и терригенные отложения характеризуются таким же широким набором фаций, как и отложения, развитые на континентах. Фации и макрофации выдержаны по простиранию и отличаются значительными мощностями. В разных частях океанического глубоководья накапливаются различные осадки. Однако всем им присущи отличительные черты глубоководных образований, формировавшихся в конкретных обстановках седиментации. Эти типы весьма специфичны и не находят аналогов среди фациальных типов субаквальных отложений в области океанического шельфа. На континенте и в зоне шельфа широко распространены терригенные осадки, при аккумуляции которых большую роль играли процессы дифференциации обломочного материала по гранулометрическому признаку. В отложениях глубоководной части океана доминируют органогенно-карбонатные осадки.

Начальные этапы развития океанов представляют наибольший интерес и тесно связаны с эволюцией прилегающих континентов. Палеогеографические схемы для юры и мела строились с привлечением литературного материала, характеризующего литологию и геологию отложений соответствующих стратиграфических интервалов на прилегающих континентах. Юрский этап, как следует из анализа распределения фаций и составленной на основании этого палеогеографической схемы, ознаменовался широким распространением в Атлантике и на прилегающих континентах солоноватоводных и осолоненных водоемов озерного типа, в которых накапливались пелитоморфные известняки, гипсы, соли. Это объясняется тем, что юрская эпоха стоит особняком в истории Земли. С ней был связан начавшийся еще в триасе раскол Пангеи, а в раннеюрское время началось дробление Гондваны и заложение впадин современных океанических бассейнов. Согласно мобилистской

модели в юрское время образовалась узкая щель между краем Южно-Американского континента и краем Африканского материка. Эта щель сочленилась севернее оконечности Африки с палео-Тетисом. В. Е. Хаин указывает на существование Центрально-Атлантической впадины с конца юры. Таким образом, формирование и развитие Атлантического океана на всех стадиях, особенно на ранних, происходило в тесной связи с эволюцией окружающих континентов.

По нашим представлениям, в раннеюрское время при дроблении Гондваны в начальную стадию заложения Атлантики происходило раздвижение континентов, неравномерное опускание и разрыв континентальной коры с одновременной трансгрессией Тетиса с севера. Трансгрессия сменилась регрессией, и в наиболее пониженных участках континентальной коры в пределах раскалывающейся Гондваны образовались замкнутые меридионально вытянутые водоемы типа остаточных засоляющихся озер, охватывавшие как зарождавшиеся впадины океана, так и прилегающие районы континентов. После регрессии в этих водоемах началась садка карбонатов в условиях поставки с поднятий терригенного материала. Высокий уровень испарения в условиях аридного климата приводил к формированию известняков, сульфатных, алевроитово-глинистых и глинистых, с большей или меньшей примесью терригенного материала, привносимого с поднятий.

Начало мелового периода (берриас, валанжин, готерив), как следует из анализа распределения фаций и макрофаций, характеризовалось распространением в пределах раскрывавшегося Атлантического океана мелководно-морских и заливно-лагунных условий осадконакопления. Это связано с тем, что в начале раннемелового периода продолжался распад Гондваны, сопровождавшийся расколом, опусканием и раздвижением континентов. При этом вдоль атлантической периферии Северо-Американской и Южно-Американской платформ начал развиваться Приатлантический периокеанический прогиб [Хаин, 1971], а в районах современной Атлантики, прилегающей в Приатлантическому прогибу, накапливались глинисто-биогенные и биогенные осадки в условиях сообщающегося моря и поставки материала с континента. В указанное время продолжались начавшиеся в титоне погружения Атлантического побережья Южно-Американской платформы, и в начале мелового периода здесь возникли лагунообразные водоемы, в которые продолжал поступать терригенный материал.

В начале мела завершилось обособление Африкано-Аравийской континентальной платформы и на значительной ее территории происходило накопление осадков. При этом на восточной периферии Африканской платформы в нижнем мелу установились заливно-лагунные условия осадконакопления (широко распространились глинистые отложения), а на территории Восточной Аравии располагалось мелководное море. На западной периферии Африканской платформы в раннем мелу также преобладали условия, характерные для заливно-лагунного побережья. В зоне современной Атлантики, в полосе от Сенегала до Марокко, сохранялись заливно-лагунные условия, в которых формировались глинистые осадки. Севернее располагалась подводная дельта, опоясанная заливами и лагунами. В пределах Капской складчатой зоны в начале мела сохранялся расчлененный рельеф и накапливались грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения, которые выносились в лагуны и заливы, вдававшиеся в побережье. В пределах Аквитанского бассейна в раннем мелу в Аду́рском прогибе и бассейне

Парантис, а также в прилегающей зоне Атлантики преобладали заливно-лагунные условия.

В конце раннемеловой эпохи, а именно в апт-альбское время, в пределах зарождающейся Атлантики формировались осадки мелководных морей, заливов, лагун и дельт. Это было связано с тем, что в указанное время происходило еще более интенсивное раздвижение, опускание и соответственно поднятие в зонах прилегающих территорий Африканского и Американского континентов, что способствовало проникновению вод Тетиса в зону зарождающегося океана. Расширение ранее существовавших водоемов в зонах опусканий сопровождалось образованием вначале замкнутых, а впоследствии сообщающихся мелководных морей с сетью заливов и лагун. С областей поднятий происходил интенсивный вынос обломочного материала реками, формировавшимися дельты. Это проявилось также в повышении содержания терригенных компонентов в осадках зарождающихся океанов. Известно, например, что южная часть Аппалачей на рубеже раннего и позднего мела испытывала поднятие. При этом река, сформировавшая обширную дельту, поставляла в зону зарождающегося океана обломочный материал, а в краевых частях дельты в условиях прибрежно-морской мелководной седиментации накапливалось ОВ, находящееся теперь в составе «черных сланцев». Западнее и юго-западнее в условиях мелководного моря накапливались глинисто-биогенные осадки. Продолжалось также интенсивное погружение Атлантического побережья Южной Америки с накоплением осадков в заливно-лагунных условиях, переходящих в широтном направлении в мелководно-морские. Интенсивно прогибалась также северная часть Андийской геосинклинали, в то время как южная испытывала поднятие, что привело к выносу обломочного материала в Атлантику реками. В краевой части дельт широко накапливалось ОВ.

В апт-альбское время господствовавший до того в пределах Африки континентальный режим осадконакопления во многих районах сменился морским, что связано с усилением трансгрессии Тетиса. При этом в Габоне, Анголе, Конго и на побережье Танзании в апте осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях. В альбе прибрежно-морские и заливно-лагунные обстановки сохранялись в пределах Конго, Нигерии, в бассейнах Гвинейского и Сенегальского заливов.

В районе, где пробурена скв. 370, в альбское время располагалась дельта реки, бравшей свое начало в Атласе. В расположенной южнее зоне накапливались карбонатно-глинистые отложения, обогащенные ОВ. В пределах Капской складчатой зоны в апт-альбское время сохранялся расчлененный рельеф. Отсюда вытекала река, впадавшая в Южную Атлантику и образовавшая дельту, в краевой части которой накапливались осадки, обогащенные ОВ. В Ангольской котловине также вскрыты отложения подводной дельты, сменяющиеся в апикальных частях заливно-лагунными осадками.

В пределах Аквитанского бассейна в апте и альбе интенсивно проявилась соляная тектоника, что вызвало оживление речной деятельности и снос обломочного материала в южную часть Бискайского залива, где в апт-альбское время также располагалась дельта крупной реки, берущей свое начало на Иберийском полуострове. Активизация речной деятельности была связана с поднятиями, обусловленными блоковыми движениями, что привело к изменению палеогеографических условий на границе юры и мела [Тектоника Европы..., 1978].

В северной части Бискайского залива в это же время также располагалась дельта, в краевых частях которой накапливались осадки, содержавшие ОВ. В целом усиление вертикальных движений земной коры сопровождалось трансгрессией Тетиса с севера в зону зарождающихся впадин и расширением площади мелководных морей. Поднятия в пределах раздвигавшихся континентов сопровождалось оживлением деятельности рек и усилением выноса терригенного, в том числе и органического, материала с континентов. При этом реки формировали обширные подводные дельты, в периферических частях которых и оседало ОВ, привносимое с континента. В условиях своеобразных седиментационных ловушек оно давало значительные скопления, формировавшие в последующем «черные сланцы». В пределах расширявшейся Атлантики «черные сланцы» накапливались вдоль западной оконечности Африканского континента, а также в зонах, окаймляющих Северо-Американский и Южно-Американский континенты. В пределах западной части Индийского океана накопление ОВ в небольших количествах происходило лишь в зоне современной Мозамбикской впадины. Отсутствие скоплений «черных сланцев» в зоне Индийского океана объясняется малым уровнем поступления органических остатков с континента.

В позднем мелу в северо-западной и частично южной частях Атлантического океана установились глубоководно-морские условия осадконакопления, что обусловлено трансгрессией Тетиса в этих направлениях. В то же время в краевых частях Африканской платформы, которая приобрела контуры, близкие к современным, установились мелководноморские условия осадконакопления.

В начале позднего мела продолжалось опускание приатлантической зоны Северо-Американского континента и сохранялись мелководно-морские условия осадконакопления. В это же время в прилегающей части Атлантики образовался глубоководный морской бассейн, где накапливались преимущественно глинистые, а в зоне, тяготеющей к Северо-Американскому континенту, — песчано-алевритово-глинистые отложения. Привнос терригенного материала с Северо-Американского континента в начале позднемелового этапа подавлял садку органогенного карбонатного материала в нормально-глубоководных условиях.

В начале позднего мела продолжалось погружение северо-восточного и юго-западного краев Южно-Американской платформы. В сеномане мелководно-морские условия установились на побережье Патагонии. Восточнее мелководная зона смыкалась с глубоководной, где происходила аккумуляция глинистых осадков. Мелководная зона опоясывала весь Южно-Американский континент. С возвышенных частей этого континента реки выносили в мелководные зоны терригенный материал, который надстраивал подводные дельты [Хаин, 1971].

В позднем мелу интенсивные погружения охватили все обрамление Африканской платформы и Африканский континент приобрел свои современные очертания. Трансгрессия в разных районах происходила неодновременно. На западе континента располагалось позднемеловое эпиконтинентальное море, оно протягивалось также полосой вдоль Индоокеанского побережья. В пределах западного побережья Африки, от Марокко до Сенегала, в начале позднемелового времени существовал мелководно-морской бассейн с сетью заливов и лагун, где накапливались терригенно-карбонатные отложения. На запад, в пределы Атлантики, этот мелководный морской бассейн протяги-

вался до Сьерра-Леоне, о-вов Зеленого Мыса и севернее, где в условиях мелководного морского бассейна накапливались терригенные и терригенно-карбонатные отложения. В прилегающей к Африканскому континенту зоне Южной Атлантики также располагался мелководно-морской бассейн, где формировались терригенно-карбонатные (скв. 530) и терригенно-глинистые (скв. 361, 364) отложения.

Таким образом, в первую половину поздне меловой эпохи в пределах Атлантики господствовали преимущественно мелководно-морские условия осадконакопления. Лишь на севере они сменялись глубоководно-морскими. Глубоководный морской бассейн занимал всю северо-западную часть Атлантики.

В конце позднего мела в пределах Атлантического океана установились условия океанического относительного глубоководья с накапливавшимися там органогенно-кабонатно-кремнистыми и органогенно-карбонатно-глинистыми отложениями (рис. 1). В кайнозойе выделяются позднеэоценовая, среднеплиоценовая и среднеплейстоценовая фазы активизации, разделенные длительными эпохами выравнивания [Хаин, 1971].

На Атлантическом побережье Африки палеоцен-эоценовые отложения с небольшими перерывами распространены в той же зоне, что и верхнемеловые, от Сенегала до Намибии (г. Богенфелс), и имеют карбонатно-терригенный состав, местами чисто терригенный. В палеоценовых отложениях терригенные компоненты играют более значительную роль, чем в верхнемеловых. В Ливии, Египте и на Аравийском полуострове в палеоцене накапливались карбонатные отложения (рис. 2). В целом в палеоцене — раннем эоцене море занимало территорию такую же, как и в позднем мелу. В некоторые районы море вернулось после временного отступления на рубеже мела и палеогена. По своему составу отложения палеогена сходны с верхнемеловыми.

В северо-западной части Атлантики в палеоцене преобладали глубоководные океанические условия, с которыми было связано накопление карбонатных и глинистых осадков. В Южной Атлантике в глубоководных условиях накапливались преимущественно карбонатные и глинистые отложения с цеолитами. Вдоль восточной оконечности Европы и Африки зоны глубоководья чередуются с зонами относительного глубоководья.

В эоцене на Атлантическом побережье Африки произошла значительная регрессия. В Ливии, Египте и на Аравийском полуострове в эоцене продолжали накапливаться карбонатные отложения. В Аравии в раннем эоцене от Ирака до Хадрамаута шло формирование эвапоритов. В раннем — среднем эоцене максимальное распространение моря — на Атлантическом побережье; среднеэоценовые отложения терригенно-кабонатного состава развиты от северных районов Сенегала до Южной Африки. Вдоль оконечности Европы и Африки сохранялись условия относительного глубоководья, а в северной части Атлантики — условия лагунно-морского и мелководного моря.

Средний эоцен явился временем наиболее интенсивной садки биогенного кремнезема (рис. 3).

Конец эоцена — начало олигоцена ознаменованы началом тектонической активизации, в ходе которой происходило усиление тектонических подвижек и вулканической деятельности. В целом продолжительность этого этапа в пределах Африки была большей, чем в Европе. Начальная фаза этого этапа в общем соответствует пиренейской орогенической эпохе альпийского пояса Евразии. К этой начальной фазе, растянувшейся на значительную



Рис. 1

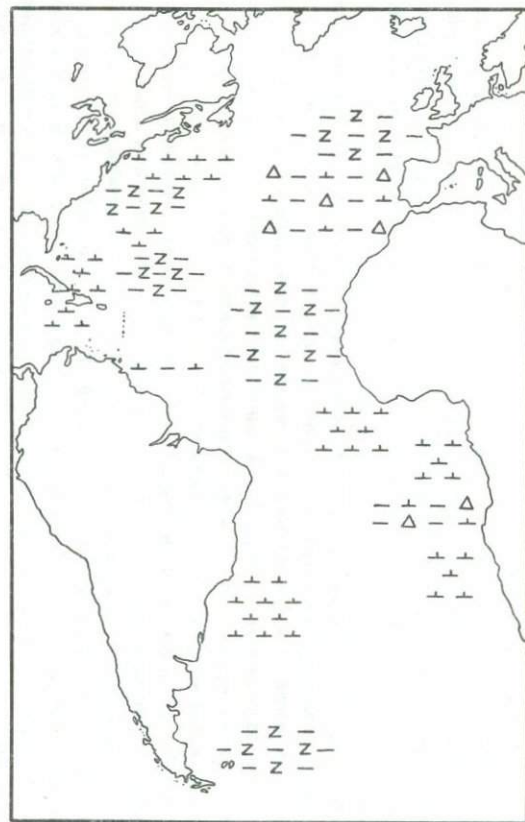


Рис. 2

часть олигоцена и на начало миоцена (аквитанский век), приурочены вспышки вулканической деятельности. Начальная фаза неотектонических поднятий сменилась относительным ослаблением тектонических деформаций, сопровождавшимся трансгрессией моря, которая затронула все краевые зоны Африканского континента, а также побережье Мадагаскара. Хронологические рамки неотектонического этапа в Африке совпали с таковыми для Средней и Центральной Азии (рис. 4).

В зоне Ливии, Египта и на Аравийском полуострове верхний эоцен представлен карбонатными отложениями. На Атлантическом побережье Африки палеоцен-эоценовые отложения с небольшими перерывами распространены от северных районов Сенегала до Намибии в юго-западной части Африки и имеют карбонатно-терригенный, местами чисто терригенный состав. В этих отложениях терригенные компоненты играют большую роль, а прибрежный характер выражен более отчетливо. В позднем эоцене в Сьерра-Леоне и Нигерии на месте отступившего моря возникла заболоченная прибрежная равнина, ставшая местом накопления лигнитов [Хаин, 1971].

В позднем эоцене в пределах Атлантического океана установились условия глубоководной океанической седиментации, с которыми было связано накопление органогенно-карбонатных и глинистых осадков. Лишь в северной части сохранялись условия относительно глубоководной океанической седиментации. При этом в окраинных частях бассейна биогенные осадки вновь стали обогащаться притоком терригенного материала с континента за счет размыва главным образом поднятий, возникших при усилении тектонических движений, на Африканском континенте. В указанное время в океан с континента поставлялся палыгорскит.

Олигоцен в пределах Приатлантической равнины Южной Америки был ознаменован регрессией. Интенсивность восходящих движений в области Аппалачей возросла, что привело к возникновению горного рельефа и врезанию речных долин.

В северной части океана преимущественное развитие получили алевро-глинистые и органогенно-кремнистые осадки. В западной части Атлантики, вдоль обрамления Северо-Американского континента, распространились глубоководные океанические отложения глинистого и органогенно-карбонатного состава. Вдоль оконечности Европейского и Африканского континентов развиты отложения относительно глубоководной седиментации. К Центральной Атлантике приурочены карбонатные отложения океанического глубоководья. Как и в позднем эоцене, биогенная седиментация несколько подавлялась сносом терригенного материала с Африканского континента, происходившим при размыве поднятий.

Миоценовые отложения представлены известняками, кое-где переходящими в песчаники. В Северной Сахаре и Ливийской пустыне карбонатные миоценовые отложения подстилаются красноцветной обломочной серией. Мощность морского миоцена на побережье Красного моря достигает 600 м,



Рис. 1. Схема развития осадочного чехла в позднем мелу

Условные обозначения к рис. 1—7

Фаши осадков: 1— органогенно-карбонатно-глинистых, 2— органогенно-карбонатно-кремнистых, 3— карбонатных, 4— глинистых

Рис. 2. Схема развития осадочного чехла в палеоцене — раннем эоцене

Условные обозначения см. рис. 1

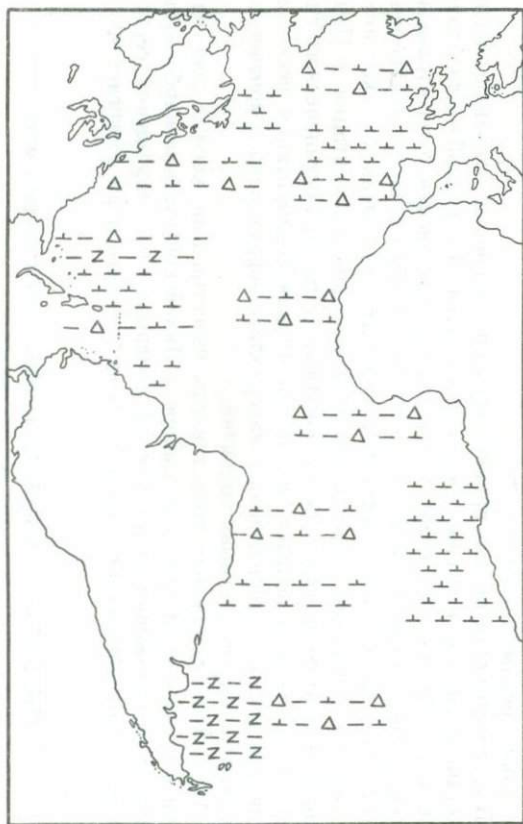


Рис. 3

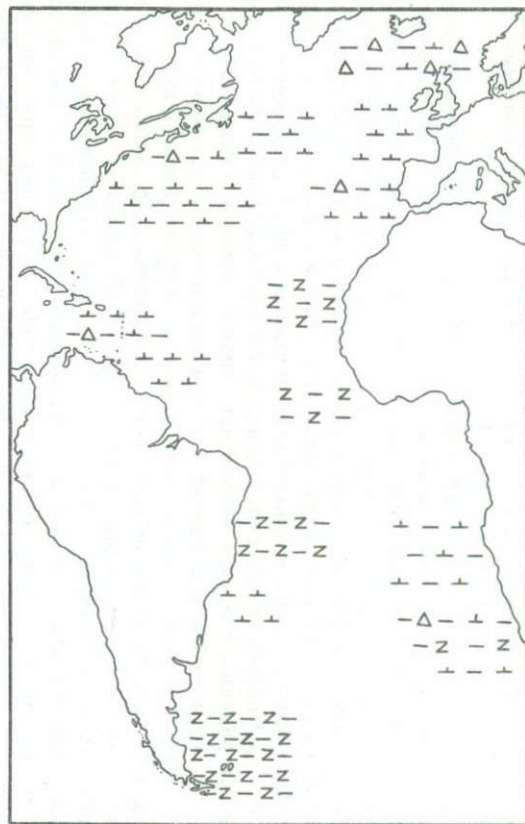


Рис. 4

в Сенегале — 350 м, в Габоне — более 1000 м. В первой половине миоцена на периферии Африканского континента происходили врезание и разработка долин средних течений крупных рек. Средний миоцен в пределах побережья Атлантики в северных районах, от Сенегала до Красного моря, характеризовался развитием трансгрессии, в связи с которой формировались карбонатные и терригенные осадки. В Габоне в среднем миоцене существовал морской водоем. Со средним миоценом связана новая фаза тектонической активности, достигавшая максимума в позднем миоцене. В это время образовывались грабены Красного моря, Суэцкого и Аденского заливов, происходило обособление озерных бассейнов, приуроченных к развивающимся грабенам (рис. 5).

Фаза тектонической активности Африканской платформы во второй половине миоцена совпала с началом основной фазы горообразования в альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы. В конце миоцена — начале плиоцена отмечается некоторое ослабление тектонической активности в пределах Африканского континента. При этом на севере Сахары сформировалась серия красноцветных отложений. В целом в миоцене в условиях океанического глубоководья реализовывалась преимущественно биогенная седиментация (в отдельных участках на глубинах ниже критических).

В среднем плиоцене произошла новая фаза тектонической активности, закончившаяся оформлением грабена Красного моря и восточной рифтовой зоны Кении (рис. 6). Воздымание Африканской платформы было сопряжено с опусканием впадин Атлантического и Индийского океанов, причем смена знака движений имела место в прибрежной зоне по серии флексур и разломов. В среднем плиоцене произошло поднятие Аппалачей, сопровождавшееся опусканием Приатлантической равнины и образованием эстуариев к востоку от этой зоны. Поднятие на континентах в плиоцене привело к усилению выноса терригенного материала в океан, где формировались осадки с примесью алевритово-глинистого материала.

В течение позднего плиоцена — антропогена в пределах Африканского континента реки прорезали каньоны, возникали пороги и водопады. В конце плейстоцена произошло затопление океаном устьевых частей речных долин, образование эстуариев и лагун, что было связано с постледниковым повышением уровня океана (рис. 7).

Этот отрезок истории Африканского континента характеризовался постепенным ослаблением дифференциальных движений и затуханием вулканизма, хотя общее поднятие Африки по отношению к смежным океанам и морям продолжалось. Последнее привело к интенсивному врезанию рек, впадавших в океаны, и к перехвату ими внутриматерикового стока. Образование крупных пресных водоемов в позднем плиоцене (эоплейстоцене) в Экваториальной Африке свидетельствует о повышении влажности климата, что совпало с началом покровного оледенения в Европе.

В плейстоцене (рис. 7) повсеместно установились условия глубоководной органогенно-карбонатной седиментации, происходившей местами ниже уровня растворимости карбонатов. Вдоль оконечности Европы и Африки

Рис. 3. Схема развития осадочного чехла в среднем эоцене
Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 4. Схема развития осадочного чехла в позднем эоцене
Условные обозначения см. на рис. 1

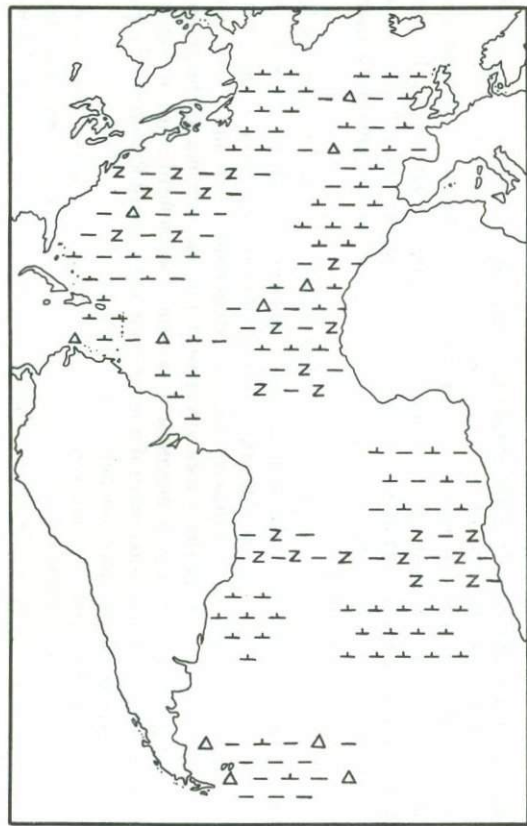


Рис. 5

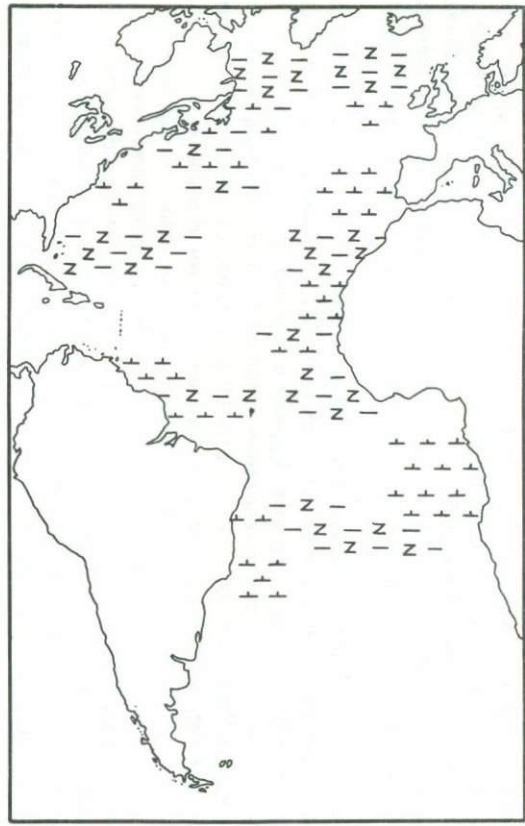


Рис. 6

в северо-западной и юго-западной частях Атлантического океана в глубоководных условиях формировались осадки с примесью алевритово-глинистого материала. Подобные же условия сохранялись вдоль оконечности Северо- и Южно-Американского континентов.

В центральной части Северной Атлантики образовались преимущественно органогенно-карбонатные, в южной части — органогенно-карбонатно-кремнистые и органогенно-карбонатные осадки с примесью алевритово-глинистого материала.

* * *

Подытоживая сказанное, отметим, что в раннеюрское время в связи с расколом Гондваны происходили равномерное опускание и разрыв континентальной коры в зоне современной Атлантики. Одновременно в эти районы распространились воды Тетиса. Последующая регрессия привела к образованию в наиболее пониженных участках меридионально вытянутых, осолоняющихся остаточных водоемов озерного типа. Эти водоемы располагались в зоне зарождающегося океана, на континентах, примыкающих к зарождающемуся океану, а также в зоне, расположенной восточнее Африканского континента на месте современного Индийского океана. Характерен однообразный состав отложений (повсеместно накапливались отложения с прослоями гипсов и ангидритов) и единый ход эволюции осадконакопления в водоемах.

В начале раннемеловой эпохи продолжались раскол, опускание и раздвижение континентов на фоне усилившегося проникновения Тетиса в зону зарождающегося Атлантического океана, в том числе в область восточной периферии Африканского континента. При этом происходило расширение ранее существовавшего водоема в зонах опусканий и образование вначале замкнутых мелководных морей, а затем общающихся водоемов с сетью лагун и заливов. При этом происходил интенсивный вынос с континентов терригенного материала, что проявлялось в повышенном содержании терригенных компонентов в осадках зарождающихся океанов.

В апт-альбское время происходило еще более интенсивное раздвижение и опускания, сопровождавшиеся поднятием в прилегающей части Африканского и Американского континентов. Более интенсивные опускания вызвали усиление трансгрессии Тетиса с севера и увеличение зоны распространения мелководных морей. Вследствие значительного выноса терригенного материала реками в морских водоемах формировались подводные дельты, в апикальных частях которых оседало ОВ, привносимое с континента. В условиях своеобразных седиментационных ловушек накапливалось ОВ, вошедшее затем в состав «черных сланцев». «Последние накапливались в пределах Зеленомысской, Капской и Ангольской котловин вдоль западной окраины Африканского континента, а также в двух зонах возле Северо-Американского и Южно-Американского континентов. «Черные сланцы» с сапропелевым и смешанным составом ОВ являются потенциально нефтема-

Рис. 5. Схема развития осадочного чехла в миоцене
Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 6. Схема развития осадочного чехла в плиоцене
Условные обозначения см. на рис. 1

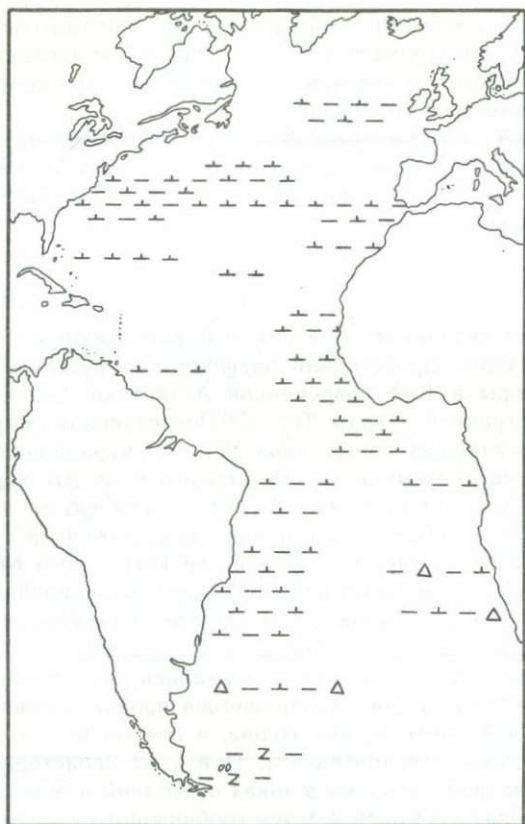


Рис. 7. Схема развития осадочного чехла в плейстоцене
Условные обозначения см. на рис. 1

теринскими толщами, а «черные сланцы» с гумусовым составом ОВ могут быть отнесены к категории потенциально газоматеринских толщ.

Комплексное изучение «черных сланцев», включающее детальный фациальный, углепетрографический, химический и физический анализы, показало, что они являются типичными образованиями зон прибрежно-морской, иногда очень мелководной и даже лагунной седиментации.

В позднем мелу трансгрессия усилилась и глубоководный морской бассейн занял северо-западную и южную части Атлантического океана. В конце позднего мела в пределах Атлантического океана повсеместно установились условия относительного океанического глубоководья. Таким образом, проведенные нами палеогеографические построения подтверждают, что в меловое время продолжились распад Гондваны и образование бассейнов Атлантического и Индийского океанов.

В палеоцене — раннем эоцене в пределах Атлантики установились условия океанического глубоководья, в которых накапливались органогенно-карбонатные осадки. Последнее происходило на фоне усиления трансгрессии и дальнейшего раздвижения континентов. Средний эоцен явился временем

интенсивной седиментации биогенного кремнезема. При этом на Атлантическом побережье Африки, от Сенегала и южнее, находился мелководный морской водоем. Подобные же условия существовали в Ливии, Египте и на Аравийском полуострове.

В позднеэоценовое время отмечено усиление тектонических движений в пределах Африканского континента, что сопровождалось выносом терригенного материала с континента за счет размыва поднятий. В это же время в океан с континента начал поступать палыгорскит. Со средним миоценом связана новая фаза тектонической активности, достигнувшей максимума в позднем миоцене. Тектоническая активизация Африканской платформы во второй половине миоцена совпала с началом орогенеза в альпийском поясе Северо-Западной Африки и Европы. Миоценовый этап в пределах Атлантики характеризовался преимущественно биогенной седиментацией. В плейстоцене повсеместно установились условия глубоководной седиментации. Общее поднятие Африки по отношению к Атлантическому океану продолжалось, что привело к интенсивному врезанию рек, впадавших в океаны.

Таким образом, развитие седиментационных процессов и формирование минерального состава осадков в Атлантике определялись сносом с континента. При этом роль срединного океанического хребта в формировании и эволюции минерального состава была незначительна. В зоны океана, примыкавшие к континентам, сносился обломочный материал, а поскольку поднятие последних преобладало во времени, то и роль обломочных компонентов в осадках Атлантического и западной части Индийского океана достаточно велика. Это проявилось прежде всего в преобладании в ряде случаев терригенной составляющей осадков над карбонатной и преимущественно аллотигенном составе глинистых минералов. Основной снос шел с континентов, при этом на некоторых этапах выносился и палыгорскит. С континента шел вынос и органического материала.

Вулканические процессы имели второстепенное значение, так как их влияние не проявилось на фоне сильного привноса терригенного материала с континента. Даже глубоководные глины, вероятно, формировались за счет преобразования терригенного материала, сносимого с континента. В целом в пределах Атлантического и западной части Индийского океана глубоководные глины не получили такого распространения, как в Тихом.

Анализ эволюции океана и прилегающих континентов показывает, что на протяжении всего мезозоя—кайнозоя на континентах, окружавших Атлантику, преобладали поднятия. Таким образом, значительные районы океана развивались под влиянием событий на прилегающих поднятиях, являющихся питающими провинциями.

Следует отметить, что снос с континента в Северную Атлантику не оставался на постоянном уровне.

Основное отличие Атлантического океана и западной части Индийского от Тихого — это тесная взаимосвязь с эволюцией окружающих континентов, когда питание терригенным материалом с прилегающих континентов продолжалось на протяжении всей мезозойско-кайнозойской истории.

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 33—35.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: (Объяснительная записка к Международной геологической карте Европы и смежных областей. М-б 1:250000). М.: Наука, 1978. 588 с.

Тимофеев П. П., Ратеев М. А., Ренгартен Н. В. и др. Проблемы литологии Мирового океана // Литология и геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 216 с.
Хайн В. Е. Региональная геотектоника. М.: Наука, 1971. 548 с.

УДК 553.98

Ю. К. Бурлин, Н. А. Крылов, Л. И. Лебедев

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Переходные зоны континент — океан как области динамических противоречий характеризуются высокой контрастностью процессов тектогенеза. Здесь наряду с горизонтальными движениями наблюдаются значительные вертикальные перемещения блоков литосферы, благодаря чему происходит накопление мощных толщ осадочных пород и формируются осадочные бассейны, многие из которых содержат нефть и газ или являются весьма перспективными в этом отношении. Одним из первых это подметил В. Е. Хайн, который выделил пояса нефтегазообразования, ооконтуривающие континенты. Поскольку устойчивое прогибание и накопление осадков, по И. О. Броду, является основным законом нефтегазонакопления, то пояса седиментации и накопления осадков вдоль континентальных окраин являются зонами развития подавляющего большинства нефтегазоносных формаций.

Как указывал Н. Б. Вассоевич, одной из главных задач при изучении нефтегазоносных осадочных формаций можно считать выявление особенностей процессов генерации углеводородов (УВ) и образования их залежей в зависимости от состава этих формаций, в частности от типа природных резервуаров и нефтепроизводящих пород. Рассматривая нефтегазообразование как стадийный процесс, мы подходим к анализу формаций континентальных окраин с учетом того, на каком этапе эволюции земной коры они находятся.

Различная направленность тектогенеза проявляется в формировании разного типа континентальных окраин. На пассивных окраинах этапы относительной стабилизации чередуются с этапами активизации движений, что отражается как на составе соответствующих формаций, так и на структурной расчлененности всей осадочной толщи. Рассмотрение имеющегося фактического материала по целому ряду нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных прогибов пассивных окраин (северная часть Северного моря, Кванза-Камерунский осадочный бассейн, бассейны подводной окраины Бразилии, атлантической окраины США и Канады, Северной и Западной Австралии и др.) показывает, что в этих районах осадочная толща отчетливо делится на два структурных этажа: нижний, разбитый системой разломов на целый ряд

блоков, и верхний, слабо дислоцированный, имеющий пологий наклон в сторону океана.

Нижний структурный этаж, характеризующийся большим количеством горстов и грабенов, получил название рифтогенного. Обычно он включает породы от триаса до нижнего мела включительно. Особенно хорошо это видно на материалах по грабену Викинг в Северном море, бассейну Жанна Д'Арк в пределах Большой Ньюфаундлендской банки, Кванза-Камерунскому бассейну и др. Очевидно, нижний комплекс формировался в начальные стадии раскрытия океана и отвечает этапу обрушения края континента.

Верхний комплекс плащеобразно перекрывает нижний. Для него характерно клиноформное строение, он сформировался главным образом в верхнемеловой — палеоген-четвертичный этап развития океана, когда в составе последнего значительную роль стали играть глубоководные зоны. Этот верхний комплекс получил наименование талассогенного. В ряде районов, например вдоль западной окраины Индостана, рифтогенный комплекс охватывает палеоген и самые низы неогена, а верхний — неоген-четвертичные отложения.

Пассивные окраины характеризуются направленными изменениями литологического состава пород в разрезах осадочного чехла. Здесь выделяется ряд закономерно сменяющих друг друга как в латеральном, так и в вертикальном направлении формаций, появление которых связано с изменениями тектонической и палеографической обстановки в процессе формирования океана в его современном виде.

Наиболее изучены в настоящее время вертикальные ряды формаций в пределах западной окраины Африки (Кванза-Камерунский бассейн) и восточной подводной окраины Канады (Большая Ньюфаундлендская банка). В Кванза-Камерунском бассейне нижним элементом формационного ряда является полифациальная терригенная пестроцветная формация субконтинентального происхождения, сложенная песчано-гравийно-галечными отложениями верхней юры — нижнего мела, соответствующая свитам Зензе, Лукула, Эрва. Мощность формации достигает 1000—1500 м.

Выше залегает формация битуминозных аргиллитов, сложенная породами, обогащенными органическим веществом (содержание $C_{орг}$ достигает в отдельных случаях 15%), которое преобразовано в значительной степени в битумоиды. Этой формации соответствует свита Букomezи, имеющая неоконский возраст.

Формация битуминозных аргиллитов перекрывается эвапоритовой формацией аптского возраста, соответствующей свите Лоеме. Мощность солей до 1000 м. На них залегают породы морской терригенно-карбонатной формации, для которой характерна четко выраженная латеральная формационная изменчивость — от морской терригенной формации в прибрежной части шельфа до морской карбонатной формации во внешней части его и на склоне и доморской терригенной формации (преимущественно глинистой) за подножием склона. Верхняя часть формационного ряда представлена терригенной морской песчано-глинистой формацией неогенового возраста, причем на суше и в прибрежной части шельфа она имеет преимущественно песчаный состав, а в океанической части — более глинистый.

Нефтегазоносность Кванза-Камерунского бассейна приурочена к различным формациям. В подсолевых отложениях залежи нефти встречаются в песчаниках Лукула, которые являются составной частью пестроцветной тер-

ригенной формации. Кроме того, залежи нефти и газа известны в карбонатах Пинда, песчаниках верхнего мела и миоцена. Установлено, что при наличии мощной толщи соли залежи нефти сосредоточены главным образом в породах рифтогенного структурного этажа, а в районах его отсутствия — талассогенного.

Ближний формационный профиль обнаруживается на Большой Ньюфаундлендской банке и подводной окраине в районе Новой Шотландии. Здесь на размытой поверхности палеозойского фундамента залегает полифациальная песчано-глинистая формация субконтинентального происхождения, имеющая триасовый возраст. Она сложена красноцветными песчаниками, конгломератами, глинами, отложенными в речной и озерной обстановках. Мощность формации достигает 2500—3000 м. Она перекрывается эвапоритовой формацией ранне-среднеюрского возраста. Это так называемые соли Арго, которые вскрыты бурением на обширной площади шельфа Новой Шотландии и Большой Ньюфаундлендской банки. По данным сейсморазведки, эвапоритовая формация прослеживается на запад в глубоководную часть Атлантического океана, в район континентального склона и подножия. Мощность эвапоритовой формации 1500—3000 м.

Эвапоритовая формация перекрывается группой терригенно-карбонатных формаций. Здесь можно выделить карбонатные формации верхней юры, к которым относится рифово-банковая формация (толща Абенаки), относительно узкой полосой (40—60 км) протягивающаяся вдоль внешней части шельфа более чем на 1000 км. Вкрест простирания склона по направлению к берегу она переходит в формацию слоистых и оолитовых известняков. По направлению же к глубоководным районам карбонатные толщи сменяются песчано-глинистой сероцветной морской терригенной формацией.

Карбонатные породы сменяются в разрезе терригенными, в том числе песчано-глинистыми, имеющими прибрежно-морское или открыто-морское происхождение. При этом в восточном направлении происходит смена песчано-глинистых прибрежно-морских отложений открыто-морскими песчано-глинистыми и глинистыми. В глубоководной части окраины формирование отложений было обусловлено действием турбидитных течений.

Сходная изменчивость формации наблюдается и на других участках пассивных континентальных окраин. Таким образом, в обобщенном виде вертикальный ряд формаций этих окраин характеризуется закономерной сменой субконтинентальных песчано-глинистых и грубообломочных формаций через эвапоритовые терригенно-карбонатными и терригенными морскими формациями. Указанный вертикальный формационный ряд отражает основные стадии развития континентальных окраин от фазы первоначального рифтогенеза и дробления континента, которой соответствовали континентально-лагунные обстановки осадконакопления, к периоду раздвижения и погружения окраин с последующей сменой континентально-лагунного режима седиментации океаническим.

Приведенные примеры характеризуют и горизонтальную сменяемость формаций, которая заключается в возрастании роли глубоководных отложений и выпадении из разреза по направлению к глубоководным районам нижних частей формационного ряда (красноцветной и эвапоритовой формаций). Их место в низах разреза занимают терригенные и терригенно-карбонатные толщи относительно поздних стадий талассогенного этапа, которые, в свою очередь, замещаются отложениями глубоководной глини-

сто-кремнистой формации. Обращает на себя внимание близкое сходство вертикальных формационных рядов пассивных окраин и платформ при определенном различии горизонтальных формационных рядов.

Одним из своеобразных видов терригенных формаций является песчано-глинистая терригенная формация дельтового происхождения. Наиболее четко она выражена в зоне поперечных грабен, к которым приурочены дельты крупных рек. Примером этому могут служить дельты рек Нигер и Маккензи. Дельтовая формация Нигера прослеживается с суши вплоть до подножия континентального склона, перекрывая континентальный и океанический блоки земной коры. Площадь, занимаемая дельтовой формацией, составляет 480×400 — 580 км^2 при мощности 8—10 км. В разрезе формации выделяются три толщи: нижняя — преимущественно глинистая (свита Аката), средняя — песчано-глинистая с характерным ритмичным переслаиванием песков и глин (свита Агбада), верхняя — субконтинентальная, сложенная песками и песчаниками (свита Бенин). Сходное строение характерно для дельтовой формации дельты Маккензи. Имеющиеся данные по литологии Нижненигерийской дельтовой формации свидетельствуют о том, что она сформировалась во время единого регрессивного цикла подводной окраины, который характеризуется последовательной сменой морских (океанических) условий осадконакопления субконтинентальными. При этом активное погружение земной коры не только компенсировалось накоплением осадков, но и происходило надстраивание — проградация осадочных комплексов с одновременной регрессией моря.

Таким образом, одной из характерных черт формирования дельтовой толщи следует считать то, что регрессия моря была обусловлена не подъемом земной коры, а перекомпенсацией погружения осадочным материалом. Обычно дельтовая формация характеризуется трехчленным вертикальным рядом, причем в основании ряда находится толща пластичных глин, обогащенная ОВ. Это способствует формированию в дельтовой формации глиняных диапиров, которые широко распространены как в дельте Нигера, так и в дельте Маккензи. Дельтовая формация обычно характеризуется высокой нефтегазоносностью. Так, начальные извлекаемые запасы нефти Нижненигерийской дельты составляют 3,5 млрд т, при этом здесь встречаются не только нефтяные, но и нефтегазовые и газовые месторождения. Это обусловлено тем, что в составе исходного ОВ наряду с органикой морского происхождения участвует органика, поступавшая с континента.

Анализ фактического материала показывает, что среди имеющегося разнообразия формаций пассивных окраин основные скопления нефти и газа приурочены лишь к нескольким формациям. Так, наибольшей концентрацией ресурсов характеризуется песчано-глинистая формация дельтового происхождения талассогенного структурного этажа, о которой говорилось выше. Значительные скопления нефти выявлены также в песчано-глинистой субконтинентальной формации, которая характеризуется региональной нефтегазоносностью и находится в нижней части осадочного чехла в рифтогенном структурном этаже. Нефтегазовые скопления в этой формации открыты в Кванза-Камерунском бассейне, на гребне Викинг, в бассейнах подводной окраины Бразилии и т. п. В отдельных случаях высокой концентрацией ресурсов характеризуется также банково-рифовая формация, примером чего являются месторождения залива Кампече в южной части Мексиканского залива.

Характерной чертой активных окраин является структурная эволюция с формированием континентальной коры. Ю. М. Пушаровским и другими авторами было установлено, что перестройка коры связана со сложными дисгармоничными горизонтальными движениями, в результате которых в одних случаях происходят скучивание, процессы аккреции, воздымание блоков, другие, напротив, характеризуются растяжениями. Указанные процессы по-разному соотносятся друг с другом как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. В результате возникает сочетание разно ориентированных блоков, развиваются островные дуги, возникают подводные хребты.

Достаточно специфичными в пределах активных окраин являются расположенные на участках континентальной коры приматериковые бассейны зон докайнозойской консолидации, развитые на западе Тихоокеанского пояса. По особенностям структурной расчлененности осадочной толщи они напоминают бассейны пассивных окраин. Здесь выделяются два структурных этажа: нижний — рифтогенный, сложенный осадочными породами палеогена и низов неогена, и верхний — талассогенный, сложенный неоген-четвертичными породами.

В этих бассейнах развиты две группы формаций. В основании ряда обычно находятся красноцветные грубозернистые толщи, сформировавшиеся в субконтинентальных условиях. Выше они сменяются песчано-глинистой сероцветной морской формацией, которая в ряде случаев в краевых частях шельфа замещается группой карбонатных формаций — главным образом рифтогенной и морской глинистой. С последней может быть связано появление диапиров. Нефтегазоносность приурочена главным образом к песчано-глинистой морской формации, в значительно меньшей степени — к рифовой формации.

В пределах островных дуг — в зонах формирования новой континентальной коры — интерес в нефтегазоносном отношении представляют различные формации. Как известно, верхний структурный этаж островодужных бассейнов характеризуется широким набором формаций. Во фронтальных бассейнах шельфа и континентального склона широко распространена терригенно-туффитовая формация, в глубоководной части дуги развита глубоководная глинисто-кремнистая формация с турбидитами. Определенное значение имеет в мелководных зонах карбонатная рифовая формация (о-ва Тонга).

В тыловых бассейнах важное место принадлежит песчано-глинистой угленосной (субугленосной) формации, достигающей мощности 8—10 км. В глубоководных частях тыловых бассейнов развиты туффиито-кремнистые и турбидитные формации.

Из числа осадочных бассейнов впадин окраинных морей, и прежде всего бассейнов позднегеосинклинальных прогибов, наибольший интерес представляют те, которые расположены на сочленении блоков коры континентального и субконтинентального типов. Здесь на последнем неотектоническом этапе развития, начиная с нижнего или среднего миоцена, господствовал режим компенсированного прогибания. Раздвигание в этих бассейнах сочеталось со скучиванием по периферии при формировании континентальной коры. Примером являются некоторые бассейны окраинных морей северо-западной периферии Тихого океана. Основную роль в их строении играют терригенные морские, терригенно-туффиито-кремнистые, а в краевых частях — лагунно-континентальные угленосные формации, подчеркивающие цикличность строения

разреза. Существенный интерес представляют кремнистые толщи, в разрезах которых породы биогенного происхождения являются одновременно нефтематеринскими и нефтесодержащими. В них отмечается раннее начало нефтеобразования, что обеспечивает и раннее формирование скоплений УВ. С процессами трансформации кремнезема связано возникновение коллекторов. Кремнистые толщи являются новым объектом поисков, в них открыты крупные углеводородные скопления в Калифорнии (Пойнт-Аргуэльо, Педерналес и др.).

В бассейнах бордерлендов по периферии зон сжатия и скучивания складчато-орогенных областей развиты специфические формации. В узких, но глубоких прогибах здесь накапливались отложения кайнозойского, преимущественно неогенового возраста. В формировании их значительную роль играли осадки скоростных потоков на континентальных склонах. В условиях существования крупных тектонических ступеней и трогов (бассейн Вентура, Хаттырский бассейн и др.) происходил интенсивный снос кластического материала потоками, проникавшими по крутым склонам до значительных глубин. При этом образовались протяженные песчаные тела, являющиеся литологическими седиментационными ловушками—резервуарами. В более древних толщах подобного генезиса известны залежи в бассейнах Сакраменто и Сан-Хоакин, также связанные с отложениями подводных долин и каньонов.

В целом необходимо отметить, что в пределах активных окраин в основном нефтегазоносны следующие формации: песчано-глинистая морская, песчано-глинистая субугленосная, терригенно-туффиито-кремнистая прибрежно-мелководного и склонового генезиса, а также карбонатная. При этом последняя в отличие от бассейнов пассивных окраин характеризуется относительно невысокой концентрацией ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине // Бюл. Совета по сейсмологии. 1956. № 2. С. 43—51.
- Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане // Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 2. С. 419—512.
- Безруков П. Л., Мурдома И. О. Осадочные формации океанов // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 288—297.
- Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицын А. П. Влияние тектоники и климата на формирование осадочных формаций океанского ложа // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 49—63.
- Бурлин Ю. К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формациях Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 200 с.
- Бурлин Ю. К., Баженова О. К., Карнюшина Е. Е. Кайнозойские осадочные формации северо-запада Тихого океана // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 181—193.
- Бурлин Ю. К., Геодекян А. А., Крылов Н. А., Лебедев Л. И. Типы осадочных бассейнов и нефтегазоносные формации краевых зон континентов // 27-й МКГ; Местоорождение нефти и газа. Секция С. 13. Доклады, Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 13. С. 74—81.
- Бурлин Ю. К., Карнюшина Е. Е. Терригенные формации Тихоокеанского пояса // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 132—141.
- Конюхов А. И. Обстановки накопления осадков и их отражение в геотекстурах материковых окраин // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 64—96.
- Конюхов А. И. Мезозойские и кайнозойские геотекстуры на активных окраинах материков в Тихом океане // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 194—217.
- Крылов Н. А., Горлов А. И. Осадочные бассейны Приатлантической области про-

гибания Западной Африки и их нефтегазоносность (на примере Кванза-Камерунского прогиба) // Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983. С. 148—159.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 449 с.

Мурдмаа И. О. Осадочные формации северо-западной части Атлантического океана // I съезд советских океанологов. Геология морей и океанов: Тез. докл. М.: Наука, 1977. С. 234.

Пушаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Тихого океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3—19.

Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана: (По материалам глубоководных скважин 41-го рейса б/с «Гломар Челленджер») // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 161—180.

УДК 552.53:550.4

А. И. Колюхов

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ В ЗОНАХ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Терригенные осадки. Минеральный облик терригенных осадков на окраинах материков определяется суммой факторов, из которых первичными являются состав пород питающей провинции, скорость подъема и денудации этой провинции, разбавляющее влияние океанских течений, длительность и скорость транспортировки терригенных частиц к месту окончательного захоронения. Климатические факторы играли также значительную роль, однако их воздействие на осадочный процесс носило скорее регуляторный характер, так как они воспрещали, замедляли либо усиливали терригенную седиментацию, не меняя принципиально ее направленности в пределах однотипных переходных зон. Значение климата, и особенно таких его составляющих, как температура и влажность, резко возрастало на фоне ослабления динамики тектоносферы на пассивных материковых окраинах, прежде всего на тех, которые обрамляли древние кратоны. Активизация процессов химического выветривания и трансформации исходных материнских пород выражалась в закономерном изменении минерального спектра вещества, выносимого с континента на окраину при переходе из высоких широт в низкие, что особенно четко проявляется при изучении глинистой части терригенных и смешанных, карбонатно-терригенных осадков.

Таким образом, если климат усиливал роль тектоники в зонах с активным тектоническим режимом, то, в свою очередь, отсутствие крупных движений и дислокаций акцентировало при пассивном режиме значение климатических факторов в их воздействии на скорость и характер терригенной аккумуляции. В данной работе мы остановимся в основном на характеристике терригенных кластических осадков.

Зоны перехода с пассивным тектоническим режимом. Лишь на окраинах континентальных рифтов и авлакогенов питающие провинции располагаются в глубинных районах континентов. На огромной площади водосборов крупных рек, сбрасывающих воды и взвесь в океан, размыву подвергаются толщи самого разного возраста и состава. Однако

незначительные скорости денудации (в сравнении с быстрым темпом химического разложения материнских пород и длительной транспортировкой продуктов в конечный водоем стока) нивелируют в значительной степени исходное разнообразие размываемых комплексов вследствие постепенного исчезновения малоустойчивых к выветриванию и переносу компонентов. Одновременно происходит обогащение взвеси устойчивыми минералами (и обломками пород), среди которых всегда преобладает кварц. Так, по данным Е. М. Емельянова и Г. С. Харина [1974], в шельфовых песках, распространенных к северу от устья р. Амазонки, величина отношения кварц / полевые шпаты в среднем больше 10, а вблизи устья р. Ориноко колеблется в пределах от 2 до 44. Накоплению кварца благоприятствует и состав размываемых древних платформенных отложений, обогащенных этим минералом. В высоких и умеренных широтах значительную устойчивость к выветриванию демонстрируют калиевые полевые шпаты, мусковит и обломки кремнистых метаморфизованных пород, выносимых со шитов и кристаллических массивов.

Несколько иные условия характерны для окраин слабо активизированных областей кратонов, где кластический терригенный материал поставляют не крупные речки и ручьи, перебивающие осадки чехла прибрежной равнины. При невысоких темпах химической эрозии в высоких, умеренных и субтропических широтах (а именно здесь в современную эпоху расположено большинство окраин описываемого типа), а также при низком уровне механической дифференциации и переработки вещества на путях переноса минеральный состав накапливающихся в прибрежной зоне образований отражает исходный состав размывающихся отложений. Терригенный материал, выносимый на атлантическую окраину Канады и частично США, поступает за счет размыва плейстоценовых морен. Последние отмечают пути перемещения ледников, с движением которых была связана эрозия Канадского щита, главным образом слагающих его гранитов. Вследствие этого наблюдается обогащение находящихся на шельфе песков кварцем и полевыми шпатами (главным образом плагиоклазами).

На атлантической окраине США, к северу от мыса Гаттерас, большая часть осадков относится к полевошпатово-кварцевым (аркозовым и субаркозовым) пескам. На участке шельфа у Лонг Айленда, а также к востоку от заливов Делавэр и Чезапик прослеживаются четыре языка аркозовых песков, отложенных в период низкого стояния океана реками Коннектикут, Гудзон и Делавэр [Milliman et al., 1972]. На прилегающих участках шельфа распространены преимущественно субаркозовые пески. На этом фоне несколько аномальным выглядит шельф Джорджес-Банки, где преобладают пески кварцевого состава. Если судить по комплексу тяжелых минералов и фаунистическим остаткам, эти осадки могли сформироваться при размыве кайнозойских песчаников, обнажающихся в пределах прибрежной равнины.

К югу от мыса Гаттерас в некарбонатной фракции песков абсолютно преобладает кварц. Интересно, что аллювиальные осадки прибрежной равнины в штатах Джорджия, Северная Каролина вовсе лишены полевых шпатов. Полагают, что кластический материал, поступающий на юго-восточный шельф США, выносится в основном реками, берущими начало в расположенных за пределами прибрежных поднятий равнинах Аппалачей и Уачиты (рис. 1).

Пески, залегающие в верхней части материкового склона к югу от мыса

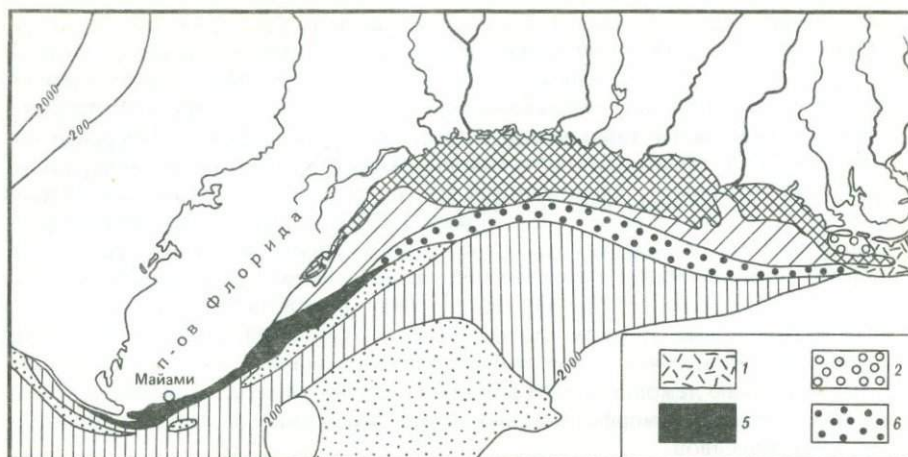


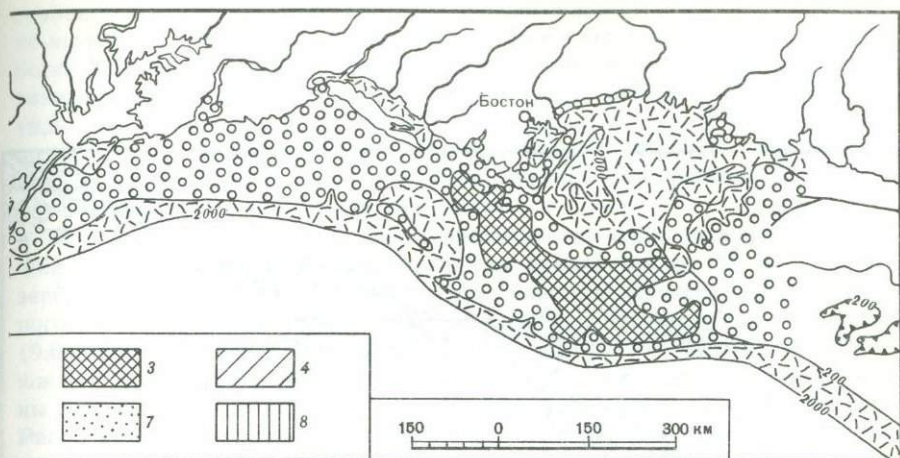
Рис. 1. Размещение осадков различного минерального состава в подводной части атлантической окраины США [Milliman et al., 1972]

1 — субаркозовые и аркозовые алевритовые осадки; 2—7—пески: 2— субаркозового и аркозового состава, 3— преимущественно кварцевого состава, 4— карбонатно-терригенные (терригенная часть представлена кварцем), 5— карбонатные с небольшой примесью кварца, 6— глауконитовые, 7— карбонатные; 8— глинисто-карбонатные илы

Гаттерас, обычно обогащены полевыми шпатами. Объяснить эту аномалию можно, предположив перемыв подстилающих среднетретичных отложений, которые по составу являются типичными аркозами. В терригенных и карбонатно-терригенных кластических осадках склона, согласно данным Л. Дойла, О. Пилки и К. Ву [Doyle et al., 1979], резко повышается роль аутигенных компонентов: глауконита, сидерита, лимонита и анкерита. Однако самым важным обстоятельством можно считать значительное обогащение этих осадков слюдами, которые совершенно нетипичны для песков с прилегающих участков шельфа. Слюды обогащают не только песчаные, но и алевритовые и глинистые осадки склона, что позволило упомянутым выше исследователям считать их диагностическими минералами склоновых осадков. Полагают, что они выносятся течениями из шельфовых осадков и отлагаются в пределах склона. Среди минералов тяжелой фракции в осадках атлантической окраины США и Канады ведущую роль играют роговая обманка, эпидот, гранат и ставролит. Роговая обманка концентрируется в осадках приливно-отливных равнин, защищенных от действия волн. Эпидот распространен к югу от мыса Гаттерас, гранат и ставролит — к северу от него [Doyle et al., 1979].

Терригенные кластические отложения конусов выноса близки обычно по составу к шельфовым осадкам, хотя материал шельфового происхождения в определенной степени разбавляется в них терригенной кластикой, вымываемой мутьевыми потоками из подстилающих отложений склона. Применение сложных статистических методов анализа формы зерен дает возможность выделять различные популяции кварца шельфового и склонового происхождения [Ehrlich, Chin, 1980].

Иной материал накапливается в пределах относительно молодых эпирифтовых окраин. Так, мелко- и среднезернистые пески, которые были обнаруже-

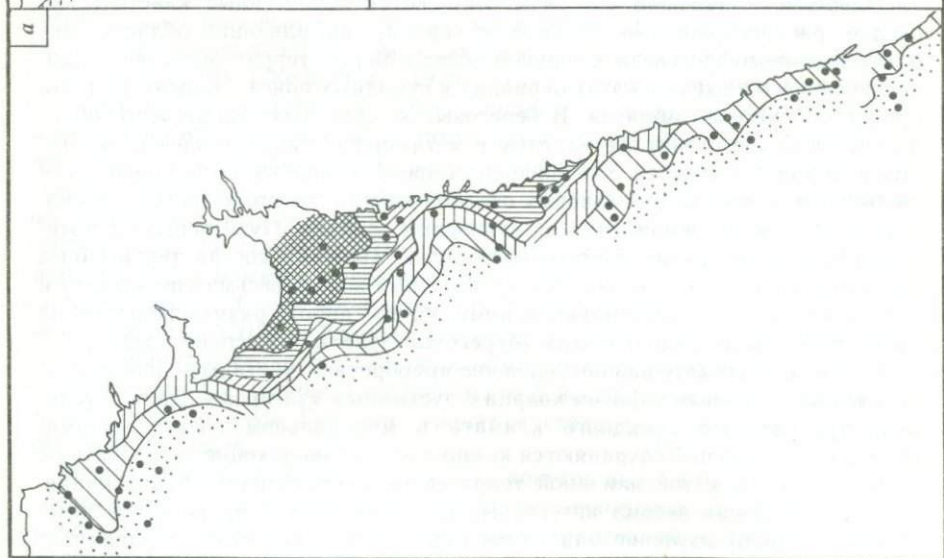
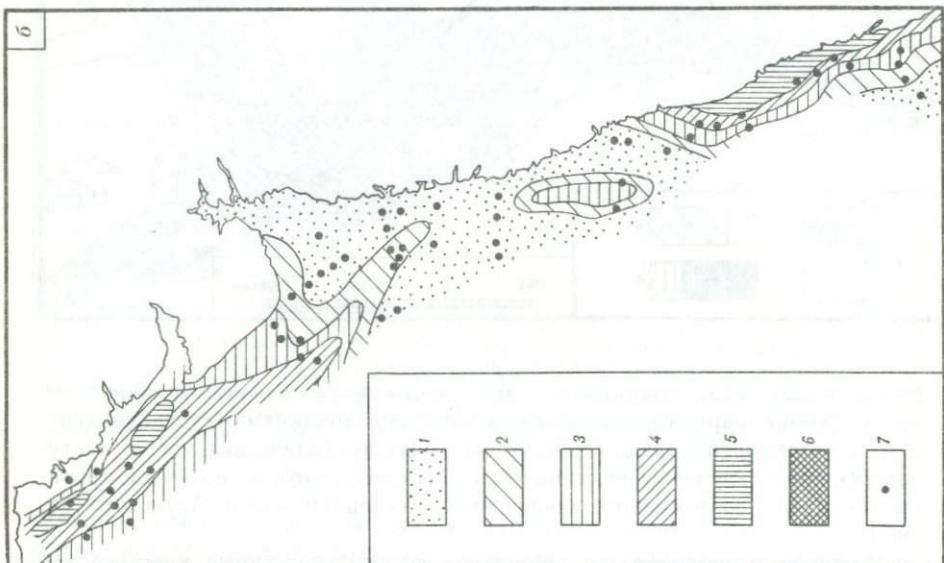


ны нами в колонках, поднятых с материкового склона Южной Аравии, были представлены кварцево-петрокластическими образованиями (субграувакки). В их составе преобладали обломки основных вулканических пород, поступавших при разрушении вулканических построек, которые цепочкой протянулись вдоль современного побережья в северной части Аденского залива.

Наиболее мозаичным составом отличаются терригенные кластические осадки, распространенные на шельфе окраин, окаймляющих области эпиплатформенного орогенеза. Основной вклад в баланс терригенного вещества, поступающего в океан на этих окраинах в гумидных поясах, вносят, видимо, процессы береговой абразии. В береговых клифах здесь чаще всего обнажаются древние гранитные массивы и метаморфические комплексы, входящие в состав фундамента. Это приводит к преобладанию в терригенной части шельфовых, а иногда и склоновых осадков кварца, полевых шпатов, мусковита и обломков кремнистых или глинистых сланцев. Пути переноса материала в данном случае достаточно коротки. Поэтому состав терригенных кластических осадков, особенно в прибрежных зонах, весьма специфичен и полностью соответствует минеральному облику пород, размывающихся на побережье или на водоразделах (береговые хребты и высокие плато).

В аридном климате важное значение приобретают частицы золотого происхождения, главным образом кварца с пустынным «загаром». Даже в условиях тропического гумидного климата в минеральном спектре формирующихся отложений сохраняются компоненты, позволяющие установить их принадлежность к той или иной терригенно-минералогической провинции. В этом отношении весьма интересные результаты дало проведенное нами [Конюхов, 1976] изучение минералов тяжелой фракции осадков западного шельфа п-ова Индостан. В комплексе тяжелых минералов, типичном для осадков северных районов шельфа, преобладающими компонентами являются лимонит (26—53,6% суммы зерен), роговая обманка (9,8—39%) и эпидот (10—23%).

У п-ова Катхиявар эпидот-амфибол-лимонитовый комплекс тяжелых минералов уступает место иной минеральной ассоциации, в которой ведущими



становятся моноклинные пироксены и черные рудные минералы. В прибрежно-шельфовых осадках здесь на моноклинные пироксены приходится уже более 37% суммы зерен, а черные рудные минералы составляют 12—23,3% тяжелой фракции. Одновременно падают содержания роговой обманки (9,9—15,6%) и эпидота (6,7—10,8%). В пробах, взятых у внешнего края шельфа, повышается содержание роговой обманки (20,3%) и черных рудных минералов (34,3%), а также циркона (10,6%) при резком уменьшении роли моноклинных пироксенов (рис. 2, а).

В осадках Камбейского залива и прилегающей части подводной террасы Фифти-Фатом на моноклинные пироксены приходится до 26—40% суммы зерен во фракции крупного алеврита. Моноклинным пироксенам сопутствуют роговая обманка (12—27%), эпидот (7,4—14%), черные рудные минералы (9,6—17,3%), лимонит (5—10,7%), марказит (3,1—10,1%) и др. В осадках южных районов западной подводной окраины Индии широко представлены роговая обманка (21—32%) и тяжелые рудные минералы (22—39,5%). Распределение амфиболов в шельфовых осадках п-ова Индостан показано на рис. 2, б. В осадках южного участка шельфа (8—11° с. ш.) резко увеличивается содержание силлиманита, достигающее в отдельных пробах 16—31,5% суммы зерен в тяжелой фракции. Накопление столь своеобразной ассоциации тяжелых минералов, по-видимому, связано с выносом на шельф продуктов разрушения древних метаморфических толщ архейского возраста, в составе которых, по данным М. Кришнана [1954], ведущую роль в прибрежных областях Южной Индии играют силлиманит-содержащие формации.

Комплекс легких и тяжелых минералов в шельфовых и склоновых осадках северных районов описываемой окраины формировался под влиянием терригенного стока р. Инд. Областью питания для шельфовых осадков центральных районов (п-ов Катхиявар, Камбейский залив, северные районы Малабарского побережья) является плоскогорье Декан, в пределах которого происходит интенсивная денудация мезозойских траппобазальтов. Материнскими породами по отношению к шельфовым осадкам южных районов окраины Индии считаются песчаники и глины плейстоценовой формации Варкалли [Рао, 1968], а также сланцы и кварциты архейских метаморфических толщ.

Интересно, что тяжелая фракция крупного алеврита в осадках материкового склона очень обедненная и содержит всего пять—семь минеральных компонентов. На основании изложенного можно выделить три терригенно-минералогические провинции на западном шельфе п-ова Индостан. Для северной (районы к северу от 22° с. ш.) характерен эпидот-амфиболит-лимонитовый комплекс тяжелых минералов, центральная провинция (Камбейский залив, подводное плато Фифти-Фатом, северные районы Малабарского побережья) характеризуется пироксеновым составом тяжелой фракции, а южная, терригенно-минералогическая провинция выделяется преобладанием амфиболов и силлиманита. Параллельно меняется и состав глинистой фракции описываемых осадков.

←

Рис. 2. Особенности размещения моноклинных пироксенов (а) и амфиболов (б) в современных осадках западной материковой окраины п-ова Индостан [Конюхов, 1976]
Содержания, %: 1 — 0—5; 2 — 5—10; 3 — 10 — 15; 4 — 15—20; 5 — 20—25; 6 — >25; 7 — точки отбора проб

В осадках различных материковых окраин меняется не только относительная роль осадкообразующих компонентов, к которым принадлежат кварц, полевые шпаты и обломки пород, но и состав некоторых из них. Так, плагиоклазы на пассивных окраинах представлены в основном альбитом (всего 19% Ан) [Maupard, 1984], тогда как в зонах перехода от континента к океану, осложненных островными вулканическими дугами, преобладают кальциевые плагиоклазы (56% Ан в осадках преддуговых бассейнов).

Зоны перехода в областях с активным тектоническим режимом. На многих активных окраинах благодаря существованию четкой структурно-тектонической зональности отмечается достаточно строгая локализация терригенных кластических осадков различного состава. Примером этому может служить перуанский сегмент тихоокеанской окраины Южной Америки. Пляжевые пески и осадки прибрежной части шельфа сложены во многих районах продуктами абразии мощных гранитоидных plutонов, обнажающихся в береговых уступах. В результате широкого распространения на шельфе Перу, по данным Д. Е. Гершановича и А. И. Конюхова [1975], получили аркозовые средне- и мелкозернистые пески. На островных террасах срединной шельфовой равнины формируются полимиктовые пески петрокласто-полевошпатово-кварцевого состава. Обычно они слабо сортированы, содержат много обломков угловатой формы. Накопление их обусловлено размывом пород Береговой Кордильеры, сложенной преимущественно древними осадочными метаморфическими толщами.

На материковом склоне в условиях слабой поставки терригенной кластики с континента активно протекает подводное выветривание (гальмиролиз) пород, выступающих в уступах и на крутых участках склона. Продукты гальмиролиза накапливаются здесь же, у основания уступов и в небольших впадинках, осложняющих рельеф склона. Как правило, это неотсортированные граувакки специфического состава, сложенные в основном обломками хлоритизированных слюдястых и глинистых сланцев, а также менее измененными обломками кварцитов.

По составу тяжелых минералов терригенные осадки подводной окраины Перу выделяются в одну терригенно-минералогическую провинцию — эпидот-халькопирит-роговообманковую. В составе этой провинции можно выделить подпровинции: гуаякильскую, сегура-салаверийскую, центральную и такнийскую. В то же время осадки большей части материкового склона значительно отличаются от однотипных шельфовых отложений. В типичных граувакках тяжелая фракция представлена роговой обманкой (76—77%). Отмечаются повышенные содержания гиперстена (3,6—4,6%) и черных рудных минералов (3,1—7,6%). Встречаются также пироксены и слюды. Близкий по составу комплекс тяжелых минералов обнаруживается в глауконитовых осадках, развитых в верхней части материкового склона Центрального и Южного Перу.

Данные о составе терригенных осадков на активных окраинах невадийского типа еще весьма фрагментарны. Пояс гранитоидных plutонов (Сьерра-Невада) здесь отодвинут в глубину континента. Активный вулканизм отсутствует. Поэтому ни типичные аркозы, ни полевошпатовые граувакки не характерны для этой окраины. По данным Дж. Мейнарда [Maupard, 1984], состав песчаных глубоководных осадков

здесь петрокласто-кварцево-полевошпатовый (45% полевых шпатов, 29% кварца, 26% обломков пород). Среди обломков весьма низко содержание вулканических пород, а среди плагиоклазов (их меньше, чем калиевых полевых шпатов) отмечается гораздо больше альбита, чем в аналогичных осадках на окраинах андийского типа.

Для зон перехода островодужного типа в направлении от океана к континенту характерна вполне определенная минералогическая зональность: смена типичных граувакк и полевошпатовых граувакк, характерных для преддуговых впадин перед фронтальной вулканической дугой, и вулканокластов, развитых на шельфе и суше самих вулканических островов, кварцево-полевошпатово-петрокластическими турбидитами во впадинах окраинного моря, сильно измененными граувакками хлидолитового облика на отдельных участках материкового склона и, наконец, песками континентальной отмели (шельфа), состав которых определяется главным образом тектонической эволюцией прилегающей суши. На участках древних кратонов здесь преобладают кварцевые кластиты, на окраинах орогенных сооружений — чаще всего петрокласто-кварцевые или полевошпатово-кварцевые пески. Так, например, в Андаманском море вдоль побережья протягиваются цепочки гранитных батолитов, эрозия которых приводит к обогащению шельфовых осадков кварцем и полевыми шпатами.

В то же время в авандельте р. Иравади и в Малакском проливе [Гершанович и др., 1979] широко представлены слюдисто-полевошпатово-кварцевые разности терригенных кластических осадков. Большая часть окраины в Андаманском море принадлежит к единой эпидот-биотит-роговообманковой терригенно-минералогической провинции, в составе которой могут быть выделены отдельные области или подпровинции. Таким образом, районы, являющиеся собственно краем континента в сложно-построенных переходных зонах, могут характеризоваться относительно однообразным составом терригенных осадков (Андаманское море), но могут отличаться, как это показал на примере Охотского моря В. П. Петелин [1955], и широкой изменчивостью этих последних.

Подводя итог вышесказанному, отметим, что, несмотря на разрозненность и неполноту имеющихся в настоящее время данных, именно полевошпатово-кварцевые пески и алевриты (аркозы и субаркозы) являются наиболее распространенным типом терригенных кластических осадков на современных окраинах материков, как активных, так и пассивных (имеются в виду позднечетвертичные отложения). Менее распространены петрокласто-кварцевые и чисто кварцевые пески и алевриты. На окраинах невадийского и отчасти андийского типов широко развиты полимиктовые, петрокласто-кварцево-полевошпатовые или кварцево-полевошпатово-петрокластические образования. Наконец, типичные граувакки, в том числе полевошпатовые граувакки, встречаются преимущественно на островных вулканических дугах и в прилегающих впадинах. На многих материковых склонах локально развиты сильно измененные пески и хлидолиты, сложенные хлоритизированными обломками метаморфических и осадочных пород.

Биогенные и хемогенные отложения материковых окраин. Биогенные, карбонатные и кремнистые осадки распространены на современных окраинах материков не менее широко, чем терригенные. Особенно обширные ареалы они занимают в зонах ледового (кремнистые илы) и аридного (карбонатные пески и илы) климата. Хемогенные образования развиты

спорадически, прежде всего в районах устойчивого подъема глубинных вод, например на окраине Перу, а также в зонах активного рифтогенеза, например на окраинах Красного моря.

Карбонатные осадки. Наиболее разнообразные карбонатные осадки встречаются на окраинах континентальных рифтов или авлакогенов, расположенных в бессточных аридных областях, где в вершинах глубоко вдающихся в сушу заливов формируются водорослевые биогермы различной формы и строения. Каждый тип водорослевых построек отвечает определенной зоне в системе приливно-отливных площадок и поэтому может использоваться при палеогеографических реконструкциях древних материковых окраин. Помимо водорослевых образований, в тех же заливах распространены оолитовые и биоморфно-детритусовые пески (в составе береговых баров), ракушечники, смешанные терригенно-карбонатные пески золотого генезиса (дюны). В открытой части заливов, а также на шельфе и материковом склоне накапливаются фораминиферовые, фораминиферово-кокколитофоридовые пески и илы (рис. 3, см. вкл.). На окраинах рифтов, к которым приурочены дельты и глубоководные конусы выноса крупных рек, карбонатные осадки не играют значительной роли. Карбонат кальция встречается здесь в виде большей или меньшей примеси либо в составе реликтовых осадков. Карбонатность, как правило, увеличивается к бровке шельфа, а также по мере удаления от дельты реки.

На окраинах, обрамляющих области эпиплатформенного орогенеза, карбонатные осадки распространены особенно широко, что связано с ограниченной поставкой терригенного материала, концентрирующегося в виде отдельных пятен и полос близ устьев некрупных рек или временных потоков. Сублитораль и прилегающие участки шельфа в аридных климатических поясах становятся зоной развития карбонатных банок, мелких водорослевых и коралловых построек, между которыми часто залегают карбонатные биоморфно-детритусовые пески. Если шельф достаточно широк, то в его срединной части обнаруживаются реликтовые карбонатные постройки, оолитовые и псевдооолитовые пески, оставшиеся от периода низкого стояния океана. Наконец, на внешнем шельфе преобладают фораминиферовые осадки, обогащенные глауконитом, пиритом и другими аутигенными минералами. Интересно, что в составе типично биогенных карбонатных песков открытого шельфа в последнее время все чаще устанавливают хемогенные компоненты, в частности высокомагнезиальный кальцит, который цементирует поры, например [Alexandersson, Milliman, 1981] в пластинках *Halimeda* на бразильском шельфе. Последнее свидетельствует о невысоких скоростях накопления карбонатных осадков. Склон и подножие на окраинах эпиплатформенных сооружений обычно заняты фораминиферовыми и фораминиферово-кокколитовыми илами (в районах, где отсутствуют мощные течения, разносящие терригенный глинистый материал).

С молодыми пассивными окраинами орогенного типа, внешние зоны которых вовлечены в устойчивое погружение, связано активное рифтостроительство. Таковы окраина Австралии в Коралловом море и окраина Южной Аравии в Аденском заливе. Большой Барьерный риф Австралии — наиболее мощное сооружение подобного типа в современную эпоху. Условия, господствующие на зрелых окраинах описываемого типа, видимо, не благоприятны для формирования мощных рифовых сооружений.

Наконец, окраины слабо активизированных областей кратонов отличают-

ся присутствием в основном реликтовых карбонатных осадков, встречающихся на открытом шельфе. Современные процессы карбонатакопления в данном случае сконцентрированы на приливно-отливных равнинах и отдельных участках материкового склона, находящихся вне зоны действия крупных поверхностных и придонных течений. На приливно-отливных площадках, помимо биоморфно-детритусовых песков, слагающих береговые бары и прирусловые валы, широко распространены водорослевые и пеллетовые осадки, а в крупных лагунах — оолитовые пески. Карбонатные осадки в этих условиях часто обогащены органическим веществом (ОВ) и активно перерабатываются илоедами.

На тихоокеанских окраинах Северной и Южной Америки карбонатные отложения занимают в целом довольно скромное место. Это преимущественно реликтовые биогермные образования, а также фораминиферовые пески. Лишь в районе Нижней Калифорнии и кое-где на материковом подножии у берегов штатов Орегон и Калифорния отмечаются довольно широкие ареалы тонких карбонатных илов. Наибольший интерес представляют строматолитоподобные постройки в лагунах Нижней Калифорнии (Мексика), где почти в первозданном виде протекают процессы, которые были широко распространены на поверхности нашей планеты в позднем докембрии.

В сложнопостроенных зонах перехода от континента к океану (островодужные окраины) биогенные карбонатные осадки, напротив, приобретают важное значение. Особенно широко они представлены на самих островных дугах (прежде всего на так называемых остаточных) и в окраинных морях низких широт. На островных дугах важнейшим типом карбонатных образований нередко становятся коралловые рифы и производные от них биоморфно-детритусовые отложения. Довольно строгая зональность в распространении биоценозов организмов с карбонатной функцией отражается не только в четкой географической локализации тех или иных осадков, но и в их минеральном составе. Так, арагонит, характерный для раковин многих моллюсков, кораллов и ряда широко распространенных водорослей, и высокомагнезиальный кальцит, которым построены форменные элементы мшанок, некоторых известьевыделяющих водорослей и кораллов, слагают в основном лагунные и прибрежно-шельфовые карбонатные образования. В то же время низкомагнезиальный кальцит используется в раковинах фораминифер и в форменных элементах кокколитофорид. Поэтому карбонатные осадки внешних районов материковых окраин, а также абиссальных областей океана сложены преимущественно низкомагнезиальным кальцитом.

К р е м н и с т ы е о с а д к и. Биогенные кремнистые отложения представлены на окраинах преимущественно диатомовыми и слабодиатомовыми илами (рис. 4, см. вкл.), а также спикелевыми осадками. Последние встречаются редко и не создают крупных ареалов. Диатомовые илы характерны в основном для окраин, расположенных в высокоширотных районах [Лисицын, 1974], где преобладают в нижней части материковых склонов и на подножии, например Антарктиды, а также во внешней части шельфа, на склонах и во впадинах окраинных морей северного полукольца в Тихом океане [Лисицын, 1966]. Слабокремнистые осадки играют важную роль в зонах регионального апвеллинга. Радиолярные илы не характерны для современных материковых окраин.

Хемогенные образования. Среди хемогенных образований можно выделить две группы — эвапоритовые осадки и осадки хемогенно-диагенетического генезиса. Эвапориты представлены разнообразными солями, в том числе карбонатами, и формируются в специфических обстановках, которые характерны главным образом для пассивных окраин. Это зоны заплесков и сверхвысоких приливов аридных зон, где в лагунах и глубоко вдающихся в сушу заливах в межзерновом пространстве ранее отложенных осадков садится гипс, доломит, магнезит, а иногда и галит (окраины слабо активизированных участков кратонов и окраины континентальных рифтов в бессточных областях). Это также зоны пляжа в аридном климате, где происходит садка солей в рассольных ямах или образуются бичроки (окраины эпиплатформенных орогенных сооружений).

Отметим, что масштабы накопления эвапоритов в современную эпоху в целом невелики и имеют определенное геологическое значение только в лагунах Нижней Калифорнии и на приливно-отливных площадках Ливийского побережья Африки в Ионическом море. Так, на прибрежных сабкхах Большого Сирта [Rouse, Sherif, 1980] в год откладывается около $2 \cdot 10^5$ т гипса и галита. Персидский залив, по периферии которого происходит отложение солей в гораздо больших масштабах, в строгом смысле не принадлежит к типичной окраине и поэтому здесь не рассматривается. В прошлом эвапориты занимали значительно более важное место на пассивных окраинах, но были приурочены к определенным стадиям их эволюции.

Значительно более характерны для современных окраин хемогенно-диагенетические образования, к которым относятся оолитовые пески (карбонатные и железистые), различные литификаты и корки, глауконитовые, шамозитовые, хлорит-монтмориллонитовые и другие осадки, а также конкреционные образования (например, фосфориты). Глауконитовые пески и крупнозернистые алевриты, а также фосфориты и цеолиты (рис. 5, см. вкл.) являются типичными осадками зон регионального апвеллинга. Помимо этих зон, глауконитовые осадки были описаны на атлантическом склоне окраины США и на внешнем шельфе ряда окраин Западной Африки. Нами глауконитовые пески были обнаружены на мелководных банках и внешнем шельфе Марокко и Испании в море Альборан (рис. 6). В последнее время, однако, накапливаются данные о плейстоценовом возрасте большинства из упомянутых выше глауконитовых осадков.

В тропической гумидной зоне глауконит уступает место гидрогетит-шамозитовым образованиям, которые приурочены к прибрежным участкам шельфа Западной Африки [Николаева, Сенин, 1975]. Так, например, они были описаны в авандельтовых осадках рек Нигер, Конго и Огове, где встречаются в виде сигарообразных ооидов с гладкой поверхностью. На несколько больших глубинах в тех же районах распространены хлорит-монтмориллонитовые микростратения. Еще глубже, в осадках у бровки шельфа, обнаруживается гетит.

Из других новообразований следует упомянуть арагонитовые корки и литификаты района Красного моря (рис. 7 и 8, см. вкл.), железистые и марганцевые корки на породах, слагающих уступы материкового склона, редкие железомарганцевые конкреции, которые не характерны в целом для окраин материков и встречаются спорадически на вершинах подводных гор, осложняющих, например, материковый склон Бразилии, на

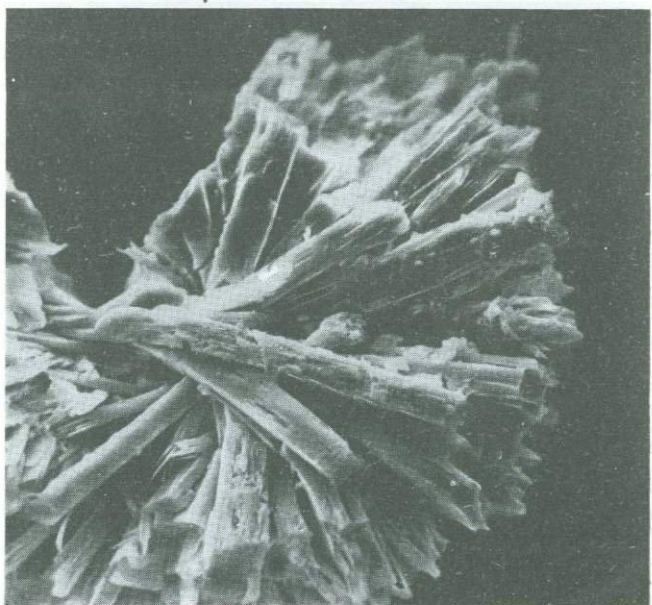
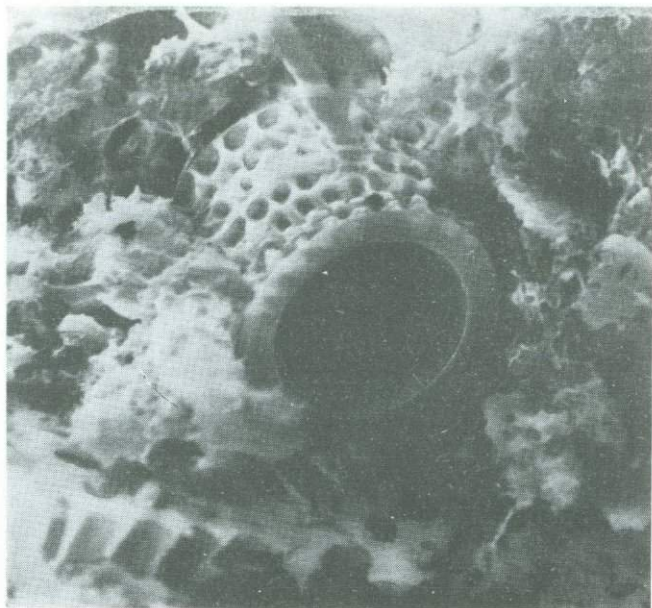


Рис. 4. Современный диатомовый ил из впадины Авачинского залива

Станция 702, глубина 3020 м, увел. 1450

Рис. 5. Щеточки цеолитов (предположительно филлипсит), нарощие на обломках полевых шпатов

Станция 166, шельф Перу, увел. 580

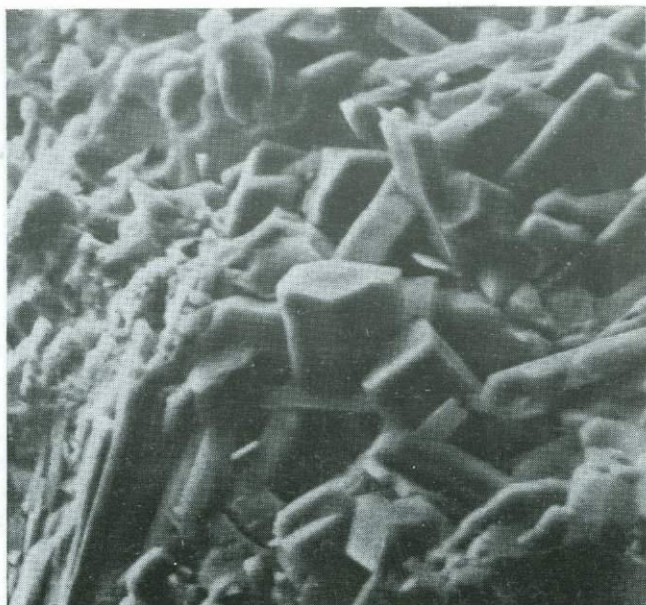
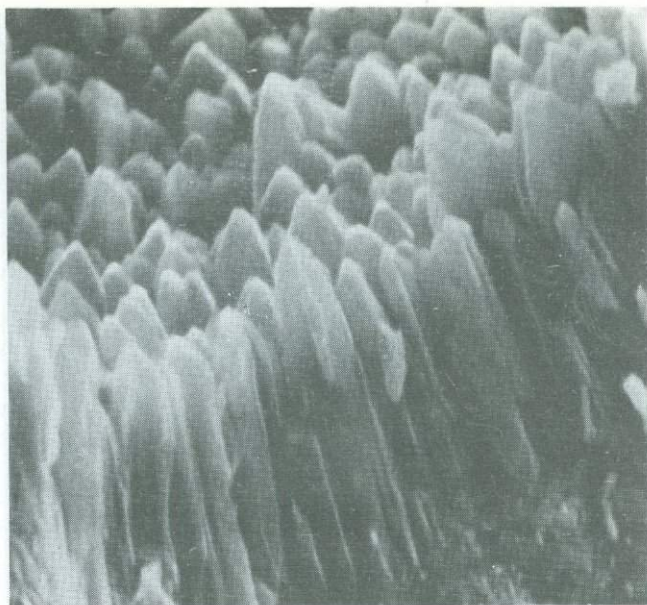


Рис. 7. Кристаллы арагонита и кальцита в составе литификатов, поднятых со склона глубоководной впадины в центральной части Красного моря
Глубина 1560 м, 8-й рейс нис «Академик Петровский», 1978 г., увел. 1850

Рис. 8. Кристаллы арагонита во внутренних полостях литификатов, образующих прослой в осадках глубоководной впадины в южной части Красного моря
Глубина 1350 м, 8-й рейс нис «Академик Петровский», 1978 г. Увел. 8100

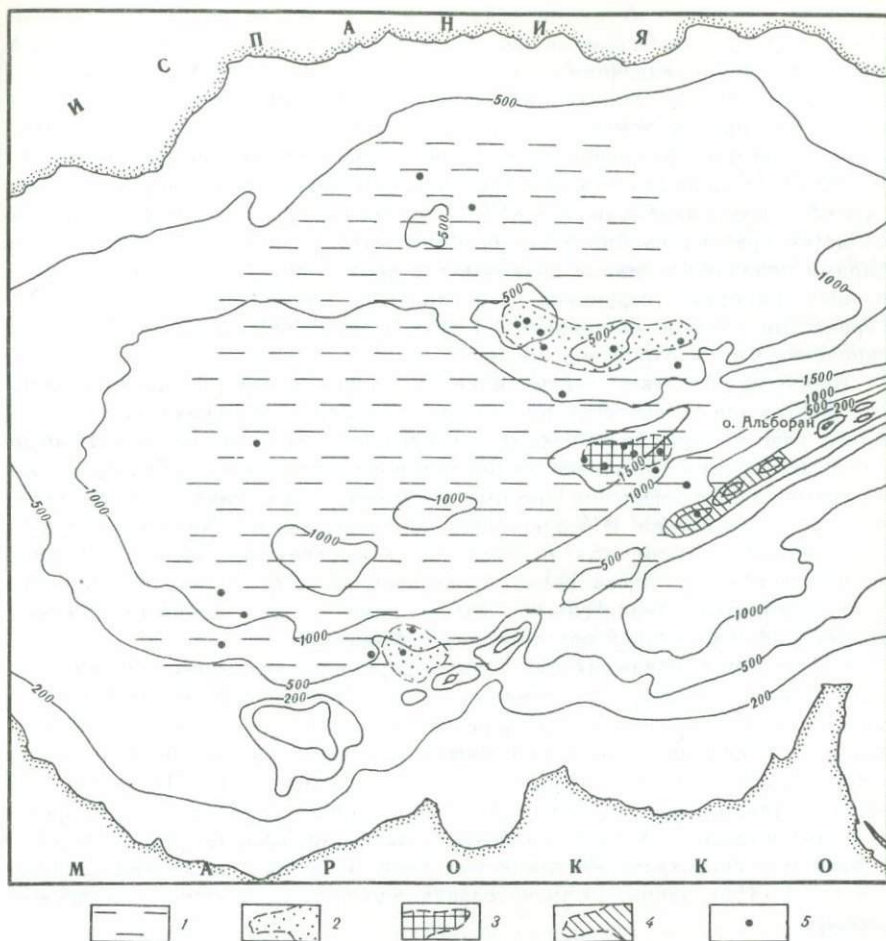


Рис. 6. Типы донных осадков района о-ва Альборан (материалы 12-го рейса нис «Академик Петровский», 1981 г.)

1—глинистые илы; 2—глауконитовые и карбонатно-глауконитовые пески; 3—карбонатные биоморфно-детритусовые пески; 4—слабомарганцовистые глубоководные глинистые илы; 5—точки отбора проб

подводных плато и в других местах, находящихся вне воздействия твердого сноса с континента и в зонах с пониженной биопродуктивностью вод или в районах действия мощных придонных течений (например, на материковом подножии вокруг Антарктиды). Впрочем, микростречения марганца были недавно обнаружены и в осадках внешнего шельфа в районе Джорджембанки (атлантическая окраина США). В прошлые геологические эпохи хемогенно-диагенетические образования играли несравненно большую роль на пассивных окраинах. Ими сложены пачки и даже толщи отложений значительной мощности.

Органическое вещество, или седикахиты (СК), в осадках материковых окраин. Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что именно

окраины материков являются областями наиболее активного накопления ОВ (СК) в осадках. Огромная протяженность, благоприятный тектонический фон (доминирует тенденция к прогибанию), а также поступление значительных количеств питательных соединений, приносимых как с суши, так и из глубин океана (в зонах апвеллинга), — все это приводит к широкому распространению разнообразных осадков, обогащенных органическим материалом. Однако для каждого типа окраины характерны свои специфические обстановки аккумуляции СК. Так, на окраинах слабо активизированных областей кратона наиболее интересны в этом отношении отшнурованные барями приливно-отливные равнины, где происходит формирование в умеренных широтах торфяников, а в аридных климатических условиях — куронгитов, которые, по данным Р. Кейна [Cane, 1969], представляют собой скопление клеток бурой водоросли.

Важными областями аккумуляции СК являются окраины континентальных рифтов или авлакогенов, на которых осуществляется разгрузка основной массы взвеси, выносимой реками с континента. Непрерывное поступление с речными водами биогенных соединений и флокуляция органо-минеральных агрегатов в зоне смешения пресных и соленых вод стимулируют развитие фито- и зоопланктона. В осадки здесь попадают как органические остатки, принесенные с суши, так и компоненты морских организмов. И хотя концентрации $C_{орг}$ здесь редко превышают 2—3%, огромная мощность формирующихся терригенных толщ делает их важными узлами концентрации в осадках органических соединений.

На окраинах, обрамляющих эпиплатформенные орогенные сооружения, формирование осадков, обогащенных СК, связано как с полуизолированными участками побережья, где нередко складываются застойные условия (фиорды Норвегии), так и с открытым шельфом (в основном в низких широтах). В последнем случае (западный шельф п-ова Индостан) ОВ первоначально формируется в занятой манграми литорали, а затем во время штормов выносится в более глубокие участки шельфа, где накапливается в ареале распространения глинистых илов. Подобные илы, обогащенные СК (до 3—4%), занимают значительную площадь на западноиндостанском шельфе.

Формирование обогащенных СК осадков на активных окраинах чаще всего связано с вершинами глубоко вдающихся в сушу заливов (например, залив Сааниш в Британской Колумбии) или с относительно глубоководными впадинами бордерлендов (впадина Таннер на бордерленде Калифорнии [Etegu, 1960]). Лишь в районах регионального апвеллинга появление подобных образований возможно на открытых участках шельфа. На островных дугах и окраинах типа восточнокамчатской наиболее обогащены СК осадки в преддуговых впадинах, осложняющих островной или материковый склон.

Там, где осадконакопление определяется ограниченным числом геологических агентов, возможно возникновение относительно «чистых» типов СК. Именно к этим обстановкам относятся упомянутые выше приливно-отливные равнины. В гумидном климате к ним приурочена аккумуляция на соляных маршах остатков высшей растительности (галофитов), в составе которых преобладают лигнин-целлюлозные биополимеры. Образующиеся в данных обстановках СК принадлежат к гумусовому или арконовому типу (СК_{ар} согласно аббревиатуре, предложенной Н. Б. Вассовичем в

1975 г.). И по внешнему виду, и по свойствам эти осадки описываются как торф и бурые угли.

В обособленных от моря лагунах аридных зон на тех же окраинах кратонов накапливается совершенно иной тип СК. Обитающие здесь бурые водоросли обладают чрезвычайно прочной клеточной оболочкой, сложенной веществами полимерлипоидиновой природы с очень длинной углеводородной цепью и неопредельными связями. Образующиеся за их счет СК являются типично сапропелевыми или алиновыми ($СК_{ал}$) и характеризуются высокими значениями $N/C_{ат}$ (1,5—1,8), низким содержанием азота (2—3%), преобладанием в структуре длинных углеводородных цепочек и обилием эфирных групп [Cane, 1969].

В третью группу выделяются СК из осадков зон регионального апвеллинга, а также СК из осадков озер, встречающихся на прибрежных равнинах семиаридных и гумидных умеренных зон. Более изученным является ОВ отложений материковых окраин Перу и юго-западной части Африки, где в осадок попадают главным образом остатки диатомовых водорослей, составляющих основу (начальное звено) трофической цепи этих районов. В составе органической части осадков здесь преобладают производные углеводно-нуклео-протейновых биополимеров. Эти ОВ отличаются очень высокими содержаниями азота (до 5—6,5%) и величинами отношения $N/C_{ат}$ в пределах 1,2—1,45 [Конюхов и др., 1978]. Органический материал обычных морских и океанских осадков там, где поставка растительного детрита с суши невелика в количественном выражении, ближе всего по составу именно к этому типу ОВ, получившему название амикагинового ОВ [Вассоевич и др., 1976].

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б., Конюхов А. И., Лопатин Н. В. Общее и особенное в образовании углей, нефти и углеводородных газов // Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 7—19. (МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов).
- Гершанович Д. Е., Конюхов А. И. Седиментогенез в зоне Перуанского течения // Островные шельфы тропической зоны океана. М.: Наука, 1975. С. 169—181.
- Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Назаревич И. А. Петрографо-минералогическая характеристика современных отложений Бенгальского залива и Андаманского моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 122—131.
- Емельянов Е. М., Харин Г. С. Осадкообразование в Гвианской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 22—35.
- Конюхов А. И. Фациальная зональность современных осадков западной подводной окраины п-ова Индостан и особенности размещения органического вещества в современных и ископаемых осадках // Исследование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1976. С. 111—120.
- Конюхов А. И., Куприн П. Н., Гершанович Д. Е. и др. Органическое вещество в горизонтах сапропелевидных илов морей и океанов // Накопление и преобразование органического вещества в современных и ископаемых осадках. М.: Наука, 1978. С. 86—99.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 424 с.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с. (Тр. ИО АН СССР; Т. 29).
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Николаева И. В., Сенин Ю. И. Аутигенные силикаты в осадках шельфа Северо-Западной Африки // Кристаллохимия и парагенезы минералов и осадочных пород. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. С. 13—31.

Петелин В. П. Минералогическое районирование Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1955. Т. 13. С. 30—39.

Alexandersson E., Milliman J. Intragranular Mg-calcite cement in Halimeda plates from the Brazilian Continental shelf // J. Sediment. Petrol. 1981. Vol. 51, N 7, P. 1309—1314.

Cane R. Coorongite and the genesis of oil shale // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33, N 2. P. 257—266.

Doyle L., Pilkey C., Woo C. Sedimentation on the eastern United States continental slopes // SEPM spec. publication. 1979. N 27. P. 119—129.

Ehrlich R., Chin M. Fourier grain-shape analysis: a new tool for sourcing and tracking abyssal silts // Mar. Geol. 1980. Vol. 38, N 1/3. P. 211—231.

Emery K. O. The sea of Southern California. L.; Toronto. J. Wiley and sons, 1960. 680 p.

Maynard J. B. Composition of plagioclase feldspar in modern deepsea sands: relationship to tectonic setting // Sedimentology. 1984. N 4. P. 493—501.

Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A. Sediments of the continental margin off the eastern United States // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 5. P. 1315—1333.

Rao Pr. Age of the Warcalli formation and the emergence of the present Kerala Coast, Symposium on Indian Ocean // Bull. Nat. Inst. Sci. India. 1968. N 38. P. 33—37.

Rouse J., Sherif N. Mayor evaporite deposition from groundwater remobilized salts // Nature. 1980. Vol. 285, N 5765. P. 470—472.

УДК 551.461.351

Ф. А. Щербаков, А. А. Чистяков

ТУРБИДИТНЫЕ ФОРМАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ МАТЕРИКОВЫХ ПОДНОЖИЙ

Турбидитные формации, по мнению авторов, представляют собой мощные (тысячи метров, в отдельных случаях свыше 10 тыс. м), преимущественно терригенные толщи, в строении которых главную роль играют отложения разнообразных потоков твердого вещества высокой плотности. Эти толщи составляют типичный элемент осадочного чехла современных материковых подножий, который зачастую и образует эту крупнейшую морфоструктуру дна океана. Они характерны в особенности для достаточно зрелых окраин [Конюхов, 1979] с хорошо развитым материковым склоном, расчлененным подводными каньонами — желобами стока твердого материала, без которых невозможно постоянное и длительное действие высокоплотностных потоков вещества, определяющее аккумуляцию мощного тела турбидитной формации. В противном случае накапливаются отложения, которые, с нашей точки зрения, следует называть нефелоидными [Щербаков, 1983]. Дело в том, что осаждение тонкого материала из толщи вод осуществляется главным образом путем нефелоседиментации (осаждения «частица за частицей» взвеси малой плотности). Одним из антиподов турбидитной формации на материковом подножии является контуритная формация гигантских аккумулятивных форм — валов [Леонтьев, 1977], обусловленная действием контурных геострофических течений.

Слагающие формации, названные нами турбидитными, осадочные образования представлены широким спектром подводносклоновых отложений [Чистяков, Щербаков, 1985], генезис которых определяется разнообразными гравитационными процессами перемещения вещества [Nardin et al., 1979].

В подводном гравитационном перемещении обломочного материала, весьма существенно отличающемся от наземного, могут быть выделены три главных типа. К первому типу относятся различного рода оползни, а также обвалы, камнепады и лавины. Для возникновения обвальных отложений необходимы достаточно крутые склоны, и поэтому они имеют особенно широкое распространение на активных континентальных окраинах, для которых характерен резко контрастный тектонический режим. Подводные обвальные отложения характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых или полуокатанных. Они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются друг с другом. Никакой слоистости, в том числе и градационной, не прослеживается. На крутых склонах скорости перемещения обломков в подводных каменных лавинах достигают 50—100 м/с.

Возникновение и развитие подводных оползней в отличие от обвалов происходит и на достаточно пологих склонах. В оползнях перемещение материала осуществляется в виде пластического сдвига больших масс связанных между собой осадков как единого целого по отдельным поверхностям скольжения. Оползневые отложения характеризуются четкой слоистостью, которая часто нарушается в основании слоя или его верхней части, где происходят значительные деформации с формированием мелких складок и разрывов. Оползневые и обвальные тела являются типичным элементом олистостромов. Часто встречаются оползневые образования, сложенные блоками оползших со склона без нарушения сплошности более или менее уплотненных осадков разного состава и возраста, скрепленных относительно менее плотным и более молодым глинистым илом. Такие толщи образуют обычно четко локализованные оползневые массивы у подножия наиболее крутых участков склона, в руслах потоков и в устьях каньонов, как показано на рис. 1, где представлены данные по материковому подножию Южного Крыма [Щербаков, 1983] и Северной Атлантики [Embley, 1980].

Все остальные разновидности подводнослоновых отложений накапливаются в результате деятельности в разной степени разжиженных потоков осадочного материала. Среди них принято выделять осадки относительно более вязких потоков, известных под названием «mass flow» («течения масс осадков»), которые возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещающейся массе отложения [Voima, 1965]. Характер движения преимущественно ламинарный, хотя возможно и проявление турбулентности.

Вязкие потоки подразделяются на потоки обломков, потоки зерен и грязевые потоки, отложения которых существенно различаются. В обломочных потоках обломки перемещаются за счет выталкивающей силы заполняющего вещества, чаще всего имеющего глинистый состав. Они обладают значительной транспортирующей способностью и могут переносить большой объем обломочного материала на значительное расстояние по относительно пологому склону. Отложения обломочных потоков характеризуются большим содержанием заполняющего вещества и слабо выраженными текстурными особенностями. Оси образующих их частиц ориентированы параллельно потоку или же беспорядочно. Впрочем, иногда наблюдается и черепичное залегание с наклоном частиц вверх или вниз по течению. Слои обычно массивные, неслоистые, но в базальной части с обратной градационной

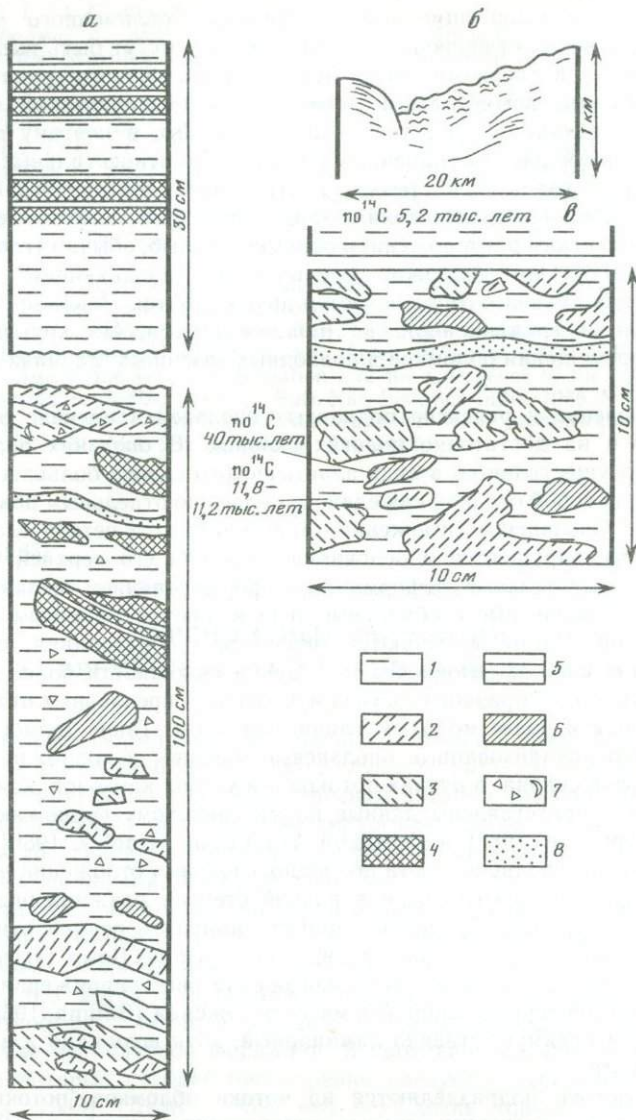


Рис. 1. Строение толщи оползневых отложений на материковом подножии Южного Крыма (*a*), тихоокеанском (*б*), атлантическом (*в*) материковых подножиях Северной Америки по Р. Эмбли [Embley 1980]

1—5— илы: 1—алеуритово-глинистые основной массы осадка, 2—темно-серые плотные, 3—светло-серые плотные, 4—зеленовато-серые сапропелево-глинистые, 5—кокколитовые (слойки); 6—темно-коричневые глины; 7—обломки и целые раковины моллюсков; 8—алеуриты и мелкие пески

слоистостью и черепичным залеганием. Гранулометрическая характеристика отложений обломочных потоков варьирует от глин с редко рассеянными крупными обломками (до 0,5 м и более) до галечных отложений, заполнителем в которых служит тонкозернистый, преимущественно глинисто-алевритистый материал.

В зерновых потоках перемещение происходит за счет дисперсионного давления, образующегося при взаимодействии между отдельными зернами или частицами. Для них характерен ламинарный или слаботурбулентный режим течения. Зерновые или песчаные потоки образуются на склонах при углах естественного откоса или близких к ним. На склонах с уклонами, меньшими угла естественного откоса, зерновой поток разрушается и затухает, а при больших уклонах скорость потока увеличивается, он расширяется и все в большей мере начинает контролироваться силами, действующими в жидкости. Экспериментальными исследованиями и теоретическими расчетами было доказано, что в обычных условиях при скорости менее 100 см/с потоки грубозернистых гравийных песков отлагают слои толщиной менее 4 см; крупнозернистого песка — менее 2,5 см и среднезернистого песка — менее 1,5 см. Несколько более разжиженные потоки несут менее крупный материал, а в соответствующих отложениях обычно четко проявлена слоистость, которая обусловлена чередованием глинистых и песчаных прослоев, образующих более мощные пачки. Последние до недавнего времени назывались флюксотурбидитами или массивными турбидитами.

С грязевыми потоками связано преимущественно ламинарное движение пластичных глин, возникающее даже при небольших уклонах склона.

Третий тип гравитационного перемещения инициируется после насыщения осадка водой, когда он ведет себя уже не как твердое тело, а как вязкая жидкость. Эти потоки полностью разжиженных осадков, собственно турбидиты (мутьевые течения), несут наиболее тонкий материал и отличаются наибольшей турбулентностью, когда обломки поддерживаются во взвешенном состоянии вертикальной составляющей течения жидкости, заполняющей пространство между отдельными неслепящимися частицами. Мутьевые потоки формируют существенно глинисто-алевритовые, часто градиционнослоистые отложения, которые и принято называть собственно турбидитами. Как известно, А. Х. Бума [Bouma, 1965], обобщив огромный материал по разрезах флиша, который он считал отложениями высокоплотных потоков, создал модель строения циклита типичного турбидита, в котором выделил пять подразделений: *a*, *b*, *c*, *d*, *e*. Эта схема стала широко использоваться геологами, хотя в разрезах отложений современных материковых подножий пока не удалось обнаружить все эти подразделения вместе. Обычно выпадают либо верхние, либо нижние составляющие, хотя общий порядок смены слоев сохраняется. Поэтому вряд ли можно согласиться с тем, что такой сложнопостроенный пласт или циклит обязан своим образованием одному потоку.

Главной формой накопления всех этих отложений являются глубоководные конусы выноса материкового подножия, которые и заключают турбидитную формацию как геологическое тело. Закономерности формирования разных комплексов подводносклоновых отложений обуславливают одну из главных особенностей внутреннего строения этого тела, а именно асимметрию распределения подобных комплексов. Дело в том, что в наиболее мощной части, прилегающей к основанию материкового склона,

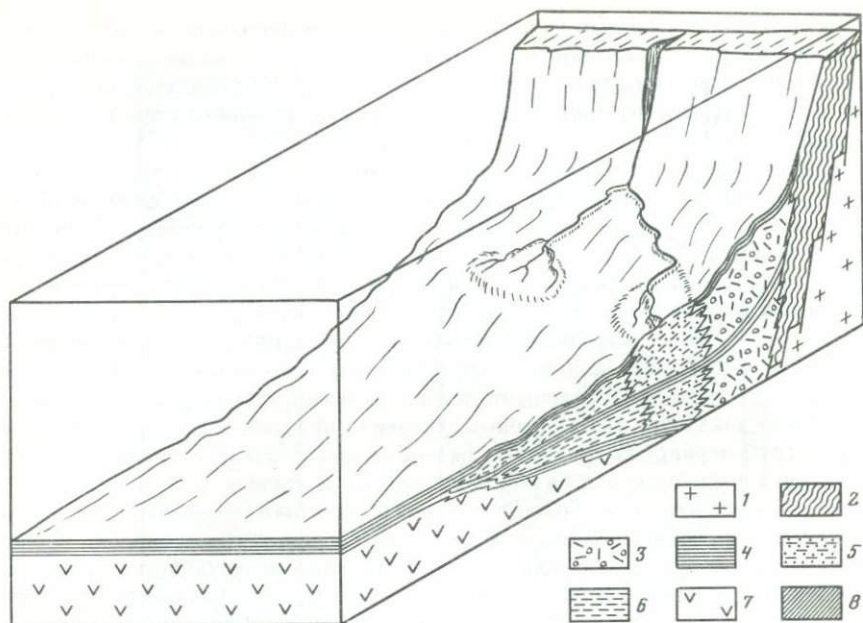


Рис. 2. Блок-диаграмма, иллюстрирующая строение и условия залегания турбидитной формации на материковом подножии

1— кристаллический фундамент; 2— осадочный чехол; 3— отложения наиболее высокоплотных и грубых обломочных и других «грязекаменных» потоков; 4— пелагические или «нормального» осадения взвеси малой плотности; 5— слоистые песчано-алеврито-глинистые толщи средней части глубоководных конусов выноса; 6— турбидиты, 7— океанические базальты; 8— четвертичные отложения шельфа

существенную роль играют наиболее грубые, слабосортированные, слабослоистые отложения так называемых обломочных, или грязекаменных, потоков, которые разгружаются обычно в верхней, приустьевой по отношению к каньону части глубоководного конуса выноса (рис. 2). В направлении же от материкового склона эти осадки замещаются отложениями более разжиженных потоков вещества, образующими четко слоистые глинисто-песчаные пачки. Последние формируют часто сравнительно мелкие, вторичные конусы выноса (супрафаны), характерные для средней части тела основного конуса. Далее в направлении от склона, по периферии конуса, эти отложения фациально замещаются толщей классических тонкоградационно-слоистых турбидитов, которые слагают периферийную область глубоководного конуса выноса.

Другой примечательной особенностью строения толщи отложений, слагающих тело турбидитной формации, является ритмичное чередование в разрезе мощных, обычно терригенных пачек подводносклоновых отложений и относительно небольших слоев более глинистых и планктоногенных осадков. Первые накапливались во время регрессий, так, например, во время максимумов плейстоценового оледенения Земли, когда береговая линия резко приближалась к краю шельфа. Это резко активизировало все склоновые процессы, и прежде всего действие высокоплотных потоков вещества в каньонах, истоки которых оказались в прибрежной вол-

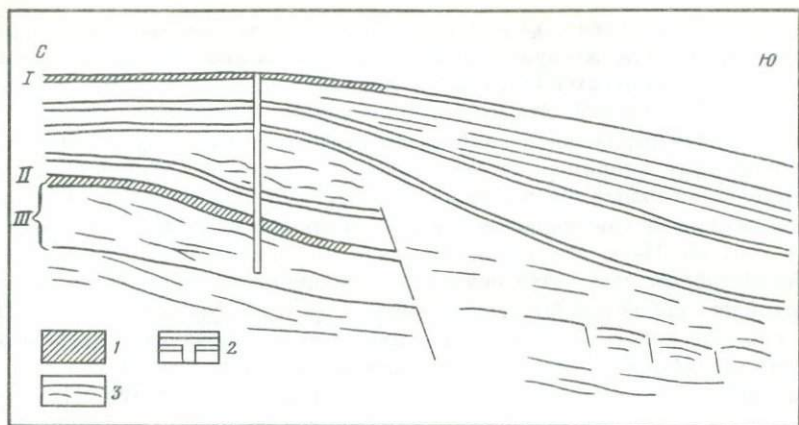


Рис. 3. Строение толщи четвертичных отложений материкового склона Мексиканского залива по Дж. Бэрду

1 — горизонты карбонатных существенно планктоногенных илов и глин; 2 — скважина, пробуренная на шельфе; 3 — мощные пачки существенно терригенных песчано-алеврито-глинистых отложений регрессивных пачек

I — голоцен, II — сангамон (рисс-вюрм), III — иллинойс (средний плейстоцен)

новой зоне и питались «мелководным» обломочным материалом. Присутствие этого материала очень характерно для подводносклоновых турбидитоподобных отложений. В таких условиях заметно уменьшалась устойчивость самих склонов, покрытых рыхлыми осадками, что активизировало и оползневые процессы.

При трансгрессиях же, сопровождавшихся, напротив, отступанием береговой линии от края шельфа, резко снижалась активность склоновых процессов, особенно в каньонах, истоки которых оказывались вне динамически активной зоны прибрежного шельфа. Соответственно резко уменьшалась мощность накапливавшихся на склоне и подножии осадков, повышалась роль в них планктоногенной составляющей и терригенных отложений, формировавшихся в результате «нормального» оседания взвеси.

Наиболее четко эти закономерности проявляются в разрезах позднечетвертичных отложений, где регрессивная пачка — это обычно осадки конца позднего плейстоцена, а трансгрессивная — голоценовые осадки. На рис. 3 показано, как выглядит идеально построенный разрез, отвечающий серии регрессивно-трансгрессивных циклов. На современных материковых окраинах глубоководным бурением до настоящего времени были вскрыты лишь немногие такие разрезы, да и те приурочены к верхней части материкового склона, а не к подножию. В качестве примера на рис. 3 приведен разрез современного склона впадины Мексиканского залива, где, по данным бурения и сейсмопрофилирования, выделяется ряд мощных терригенных регрессивных клиноформных пачек, сопоставляемых с плейстоценовыми оледенениями Северной Америки, которые разделены тонкими, горизонтальнослоистыми трансгрессивными прослоями существенно карбонатных планктоногенных отложений.

В строении геологических тел, образованных турбидитными формациями на активных и пассивных окраинах, имеются существенные различия.

Для пассивных окраин характерна обычно четко выраженная веерная форма такого тела, которая особенно хорошо выявляется в крупнейших глубоководных конусах выноса на материковом подножии, таких, как Бенгальский и Амазонский. Эта форма аккумуляции подводносклоновых отложений остается выраженной и в пределах нескольких мелких конусов выноса, расположенных, например, на атлантическом подножии Северной Америки, где выделяется полоса почти слившихся конусов Гудзон, Балтимор, Гаттерас, или на тихоокеанском подножии того же континента, где имеется такая же серия конусов: Нэви, Монтерей, Дельгадо, Астория и др.

Геологическое тело, образованное отложениями турбидитной формации, представляет собой как бы асимметричную трехгранную осадочную призму (см. рис. 2), короткой гранью прислоненную к основанию материкового склона, где обычно наблюдаются наибольшие мощности. В сторону же ложа океана мощность такого тела постепенно уменьшается. При этом турбидитная формация замещается маломощной пелагической терригенной, полигенной или планктоногенной (карбонатной или кремнистой) формацией. Для внутреннего строения толщи турбидитной формации пассивных окраин характерны в связи с этим «веерная» ориентировка текстур и другие особенности.

На активных окраинах вместо материкового подножия часто присутствует глубоководный желоб (например, андийский тип) либо система разделенных приподнятыми блоками прогибов (калифорнийский тип), многие из которых также ориентированы субпараллельно материковому склону. В таких условиях обычно высокоплотностные потоки осадочного материала, идущие со склона, отклоняются в направлении общего уклона дна прогиба. На них действуют в желобах и постоянные придонные течения. В связи с этим на активных окраинах для аккумулятивного тела, образованного турбидитной формацией, в целом не характерна веерная форма конуса, оно вытянуто по оси прогиба и заполняет его дно. Подобная толща в наибольшей степени отвечает представлению о флишевой формации, заполняющей соответственно флишевый прогиб.

Мощные толщи подводносклоновых отложений на современных материковых подножиях следует рассматривать, по-видимому, как большую группу турбидитных формаций. Турбидитные формации активных и пассивных окраин составляют соответственно две основные крупные подгруппы или два формационных комплекса в этой группе. Можно представить целый ряд конкретных турбидитных формаций в пределах как активных, так и пассивных окраин, различающихся прежде всего вещественным составом отложений, который обусловлен условиями, существующими в каждом конкретном регионе. Среди них: 1) наиболее распространенная на самых разных окраинах чисто терригенная турбидитная формация; 2) терригенно-кремнистая турбидитная формация, которую можно еще назвать и апвеллинговой, как, например, кремнистые толщи на северо-западе тихоокеанской материковой окраины; 3) терригенно-карбонатная турбидитная формация, более ограниченно распространенная, но все же встречающаяся в пределах северо-восточной окраины Африки (Аденский залив, Аравийское море). Выделяется, по-видимому, и терригенно-вулканогенная турбидитная формация активных окраин, примером которой могут служить толщи, слагающие серию известных конусов выноса на материковом подножии Калифорнии. В пределах активных островодужных окраин формируется

терригенно-вулканогенно-кремнистая турбидитная формация, к которой можно, например, отнести толщи соответствующего состава и строения, залегающие на подножии Западной Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

- Конюхов А. И. Типы материковых окраин и зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 5—18.
- Леонтьев О. К. Гигантские аккумулятивные формы на дне океана // Геоморфология. 1977. № 3. С. 38—51.
- Чистяков А. А., Шербаков Ф. А. Генетическая классификация морских отложений материковых окраин и ее применение при геологическом картировании // Изучение геологической истории и современных осадков Черного и Балтийского морей. Киев: Наук. думка, 1985. С. 51—65.
- Шербаков Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 212 с.
- Boima A. H. Sedimentary characteristics of samples collected from some submarine canyons // Mar. geol. 1965. Vol. 3, N 4. P. 65—78.
- Embley R. W. Anatomy of some the Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms // Marine slides and other mass-movement. Plenum Press. N. Y.; L., 1980. P. 189—214.
- Nardin T. K., Hein F. Y., Gorsline D. S., Edwards B. D. A review of mass movement processes sediments acoustic characteristics and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor sistem // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1979. N 27. P. 61—73.

УДК 550.42:552.57:551.352

О. В. Горбачев, Н. А. Созинов

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ, ЭВОЛЮЦИЯ)

Уникальная роль континентальных окраин в формировании нефтематеринских пород показана в работах Н. Б. Вассоевича, А. И. Конюхова, Д. Е. Гершановича и других авторов [Вассоевич и др., 1976; Гершанович и др., 1974; Конюхов, 1981а, б]. Проблема происхождения нефтематеринских пород тесно связана с проблемой генезиса в различной степени преобразованных осадочных пород, обогащенных углеродистым веществом и условно именуемых «черными сланцами». Эти породы, как правило содержащие повышенные количества таких полезных компонентов, как уран, серебро, золото, молибден, фосфор и другие, уже на протяжении многих лет являются объектом пристального внимания исследователей.

В данной работе на основе литолого-геохимического анализа углеродистых отложений (черносланцевых толщ) проводится их дифференциация по формационным и структурно-фациальным признакам и намечается их относительное местоположение на профиле континент—океан, а точнее говоря, на профиле через пассивную (рифтогенную) континентальную окраину.

Кроме того, на основе анализа распространения среди отложений складчатых областей древних батинальных комплексов, которые характерны для континентальных окраин и включают биогенные осадки, сделана попытка

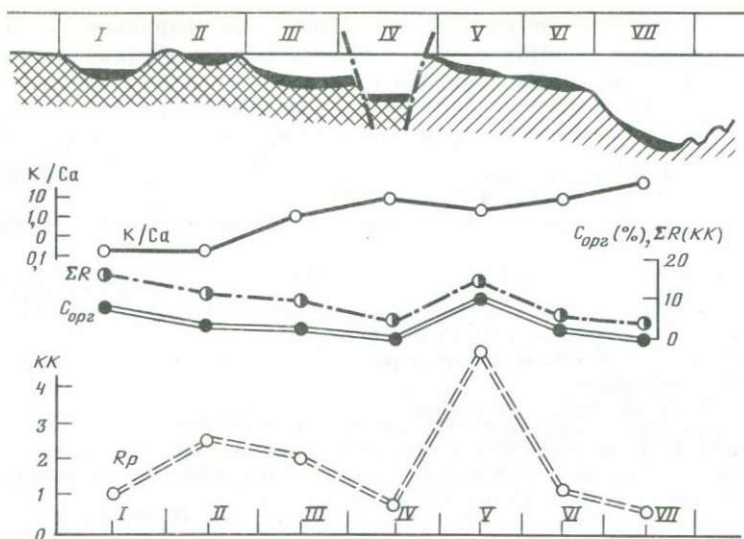


Рис. 1. Вариации геохимических параметров углеродистых отложений на профиле континент — шельф — континентальный склон

I—VII— структурно-фациальные зоны: I—III на континенте (I— озерные, II, III— мелководья и шельфа эпиконтинентальных бассейнов), IV— эпикрионного бассейна трогового типа, V, VI— мелководья и шельфа бассейнов миогеосинклиналичного типа, VII— склона, гемипелагиали

ΣR — суммированный коэффициент накопления $(R_T + R_C + R_O)/n$, где n — общее число элементов (в кларках концентраций — КК); R_T — терригенная, R_C — карбонатная, R_O — органично-хемогенная корреляционные группы; R_p — коэффициент накопления рудных элементов:

Ag, Cu, La, Mo, Ni, Pb, Zn, V (в КК)

проследить в самых общих чертах эволюцию этого типа отложений от докембрия до мезозоя.

Для разделения углеродистых отложений по формационному признаку принята схема Н. А. Созинова и Св. А. Сидоренко [1976], в которой в зависимости от главных членов парагенезисов выделяются четыре формационных типа этих образований: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-углеродистый.

Поскольку в настоящее время невозможно с необходимой степенью детальности охарактеризовать с геохимических и литологических позиций полную зональность по профилю через древнюю континентальную окраину, нами составлен обобщенный схематический профиль через серию структурно-фациальных зон, соответствующих области перехода от континентальной области к глубоководно-морским обстановкам (геосинклинали), на котором показаны участки локализации черносланцевых формаций (рис. 1). На профиле нанесены вариации типоморфных элементов черносланцевых отложений в кларках концентраций. При этом анализировались углеродистые формации в возрастном интервале от докембрия до эоцена, структурная позиция которых установлена достаточно четко. В основном это черносланцевые отложения Северо-Американского континента, где благодаря исследованиям М. Чуркина, Н. А. Богданова, Дж. Стюарта и Ф. Пула была реконструирована западная континентальная окраина, а в работах

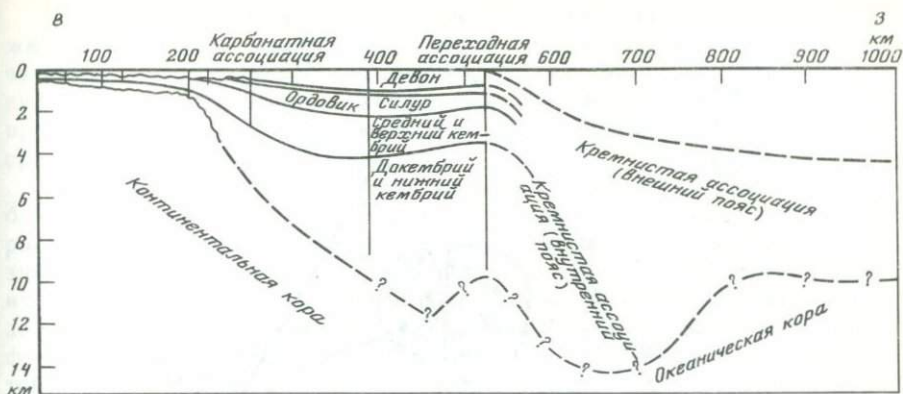


Рис. 2. Реконструкция разреза через западную окраину Северо-Американского континента для палеозойского времени по Дж. Стюарту и Ф. Пулу [Пучков, 1979]

Дж. Вайна и Е. Туртло [Vine, 1966; Vine, Tourtelot, 1969, 1970; Vine et al., 1969] приведены данные по геохимии углеродистых формаций этого региона.

Согласно Дж. Стюарту и Ф. Пулу (рис. 2), с ордовика до девона здесь существовала четкая литолого-фациальная зональность, отвечавшая нескольким структурным зонам в составе древней окраины. С востока на запад это: 1) карбонатная ассоциация устойчивого шельфа, 2) переходная (глинисто-кремнисто-известняковая) ассоциация внешнего края шельфа, 3) кремнистая ассоциация внутренней зоны с граптолитами и радиоляриями, 4) кремнистая ассоциация внешней зоны с эффузивами [Steward, Poole, 1974].

Для выявления различий в составе углеродистых отложений, формирующихся на различных уровнях профиля через континентальную окраину, были использованы коэффициенты накопления групп типоморфных элементов, характеризующие основные типы факторов литогенеза (рис. 3): терригенный (R_T , куда входят Al, Ti, Zr, Ga, щелочи), карбонатный (R_C — Ca, Mg, Mn, Sr) и органогенно-хемогенный (R_O), включающий органический углерод и большинство биофильных и халькофильных элементов. Из диаграммы видно, что платформенные, эпиконтинентальные и отчасти миогеосинклинальные осадки, соответствующие верхней части континентального шельфа (I и III), занимают нижнее поле диаграммы, в чем нашла отражение высокая биопродуктивность (в том числе и кремнисто-карбонатная) этих обстановок. Они характеризуются максимальным уровнем концентрации рудных элементов (незалитые и двойные кружки).

На профиле через континент—шельф — континентальный склон — крайние впадины (см. рис. 1) максимумы коэффициента накопления рудных элементов (R_p) также приурочены к наиболее биологически активным мелководным зонам окраины, где величина отношения K/Ca , отражающая соотношение глинистой и карбонатной составляющих, отличается минимальными значениями.

В пределах этой пассивной окраины североамериканского типа отсутствуют глинисто-кремнистые фации эвгеосинклинального типа,

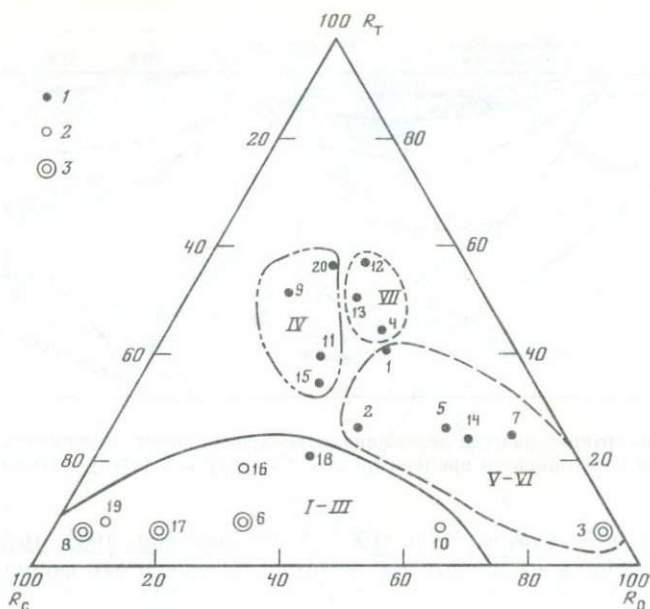


Рис. 3. Диаграмма $R_T-R_O-R_C$ для углеродистых отложений в зависимости от типа бассейна седиментации и его положения на профиле континент — шельф — континентальный склон

I—3 — уровень накопления микроэлементов в сланцах ($\Sigma R = R_T + R_C + R_O$) (в КК): I—2—4, 2—4—10, 3—>10; 1—20 номера углеродистых формаций [Vine, Tourtelot, 1970]. Пояснение I—VII см. на рис. 1

которые описаны в других регионах, главным образом на Евразийском континенте, где они характеризуются резко повышенными концентрациями рудных элементов (так называемые ванадиеносные черные сланцы). Это, в сущности, геохимическое различие свидетельствует о различной природе древних континентальных окраин Северо-Американского и Евразийского континентов.

Пассивным (рифтогенным) окраинам отвечает стандартный формационный ряд, начинающийся мелководными терригенными отложениями (в том числе молассоидами) и включающий относительно глубоководные батинальные отложения с пелагическим комплексом фауны [Пучков, 1979]. Именно характерные литолого-формационные комплексы со специфическими органонасыщенными осадками конденсированного типа разреза являются индикаторами древних палеоструктурных обстановок, и в частности древних континентальных окраин. Присутствие их гомологов в метаморфизованных отложениях континентов позволяет реконструировать эволюцию отдельных сегментов литосферы. Наиболее трудна эта задача там, где докембрийские структуры подверглись переработке и деструкции. Однако имеются работы, в которых указывается на возможность существования континентальных окраин уже в архее [Eriksson, 1980], причем в отношении некоторых из них был подсчитан нефтематеринский потенциал [Reimer et al., 1979].

Совершенно отчетливо существование континентальных окраин прослеживается начиная с позднего протерозоя — раннего палеозоя. Для складчатых областей Лавразии зоны описанного типа обычно протягиваются в виде реликтов по периферии фанерозойских геосинклинальных систем, как правило, на границе с докембрийскими кратонами или с крупными срединными массивами [Пучков, 1979].

В качестве примера древней пассивной континентальной окраины, близкой по строению к современным атлантическим окраинам, может быть рассмотрена западная окраина Северо-Американского континента, в значительной мере уже охарактеризованная выше. К другой разновидности, имеющей некоторые черты, типичные для активной окраины, принадлежали западные и южные окраины Урало-Тянь-Шаньской складчатой дуги, фрагментом которой является обрамление Центрально-Азиатской складчатой системы. Именно к этому обрамлению приурочен пояс металлоносных кремнистых ванадиеносных сланцев и фосфоритов, прослеживаемый в современных структурах в виде отдельных синклиналий, разделенных выходами довендского фундамента. В правой части рис. 4 показаны фрагмент этой полосы и литологические разрезы, строение которых свидетельствует о достаточном единообразии формационных комплексов этих отложений [Орлов, 1981; Холодов, 1970].

Батинальные серии отложений (кремнисто-углеродистые сланцы) практически во всех разрезах лежат на флишеидных толщах, которые подстилаются мощными горизонтами так называемых «тиллоидов» (по нашему мнению, «диамиктитов»), которые по литологическому составу соответствуют фации «галечниковых глин», являющихся типичными отложениями континентальных окраин на участках крутых нестабильных склонов [Рейнек, Сингх, 1981]. Эта характерная ассоциация прослеживается почти на расстоянии 7000 км [Леонов, 1980]. В левой части рисунка для сравнения приведены субсинхронные верхней, карбонатной части описанных разрезов углеродистые отложения платформенного типа (Балтийский сланценосный бассейн [Формации..., 1973]).

Сопоставление указанных двух типов континентальных окраин (североамериканской и центральноазиатской) по морфологическим и литолого-геохимическим признакам позволяет обнаружить между ними существенные различия.

1. Ширина полосы описываемых отложений в первом случае достигает 500—600 км, в то время как во втором она не превышает нескольких десятков километров.

2. Иное строение береговой зоны и склона, о чем свидетельствует прослеживаемая вдоль Урало-Тянь-Шаньской полосы толща галечниковых глин, а также турбидитов при отсутствии аналогичных фаций в разрезах североамериканской окраины.

3. Разный масштаб проявления вулканизма — наличие субсинхронных и позднеорогенных его проявлений в Урало-Тянь-Шаньской зоне и почти полное их отсутствие в отложениях первого типа.

4. Повышенная металлоносность и фосфатоносность углеродистых батинальных формаций по обрамлению палеоконтинентов Евразии и отсутствие или слабое развитие аналогичных образований на западе Американского континента.

Указанные различия в значительной степени объяснимы, если учесть,

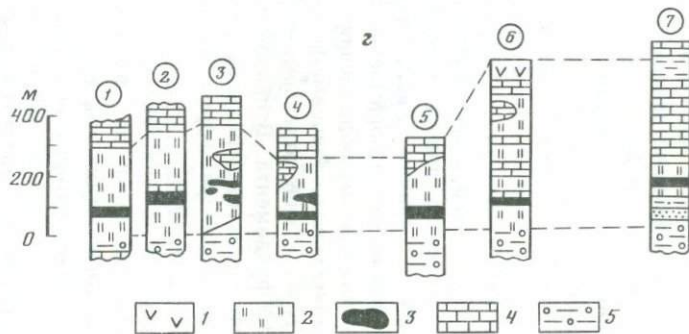
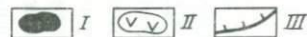
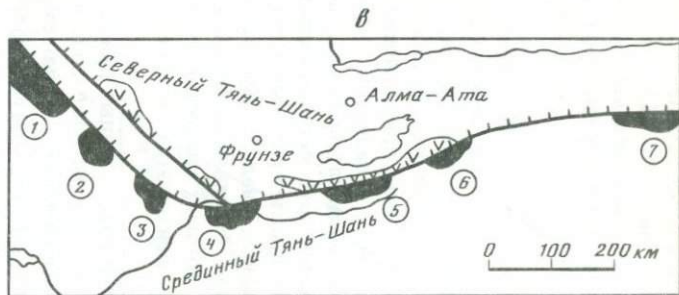
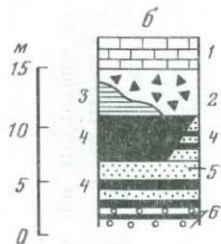
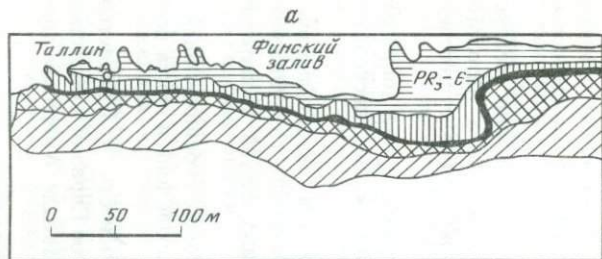


Рис. 4. Структурное положение и состав углеродистых формаций

а—углеродистые отложения платформенного типа: 1—верхнепротерозой-кембрийские; 2—нижнеордовикские; 3—диктионемовые сланцы; 4—среднеордовикские; 5—верхнеордовикские. б—типовой разрез паркерортского горизонта: 1—известняки, доломиты; 2—глауконитовые песчаники; 3—глины; 4—диктионемовые сланцы; 5—оболочные песчаники; 6—конгломераты. в, г—формационные ряды углеродистых отложений континентальной окраины центральноазиатского типа: I—районы распространения углеродистых формаций и соответствующие им разрезы (цифры в кружках); II—зоны проявления вулканизма; III—структурные зоны континентальных окраин; 1—5—типы пород: 1—эффузивные, 2—кремнистые, 3—углеродистые, 4—карбонатные, 5—галечниковые глины («тиллоиды»?)

что окраина первого типа формировалась вблизи западного, наиболее консолидированного блока Лавразии (Канадский щит), прошедшего геосинклинальный цикл развития еще до рифея, и то время как фаза формирования континентальной коры в Урало-Монгольском складчатом поясе завершилась лишь в карбоне. Этим и объясняется более сложное, мозаичное строение окраин второго типа, где положение источников питания относительно бассейнов седиментации, как показал В. Н. Холодов [1970, 1984], зачастую имело решающее значение для аккумуляции углеродистых металлоносных толщ.

Рассматривая вопрос об эволюции углеродонакопления в истории Земли и связи его со структурными элементами литосферы, обратимся к наиболее ранним этапам геологической истории. В качестве примера структур, в пределах которых формировались углеродистые отложения архея и нижнего протерозоя, можно привести один из наиболее хорошо изученных районов — восточную часть Балтийского щита [Земная кора..., 1978; Негруца и др., 1981]. Здесь уже на лопийском уровне (рис. 5) обособляются два типа бассейнов: узкие структуры протогеосинклинального типа в обрамлении гранито-гнейсовых куполов (рис. 5, разрезы 1, 2) и мульдообразный бассейн свиты Кейв (рис. 5, разрез 3), заложившийся в осевой, наиболее стабильной части Кольского мегаблока [Земная кора..., 1978]. На протерозойском этапе (рис. 6) также фиксируются серии локальных структур в пределах карельских подвижных поясов. Преобладание терригенных (граувакковых) и терригенно-карбонатных осадков, при резко подавленном хемогенном кремненакоплении, а также отсутствие в базальных горизонтах диамиктитов галечниковых глин, могут указывать на отсутствие в это время в данном регионе таких структур, как континентальная окраина.

В то же время известны результаты исследований [Eriksson, 1980] в Южной Африке, подтверждающие возможность существования континентальных окраин уже в архее. Наличие мощных толщ золотоносных кремнисто-углеродистых отложений в нижнем протерозое на западном ограничении Африканского континента, имеющих поясное строение (отложения Биримия), свидетельствует о нахождении здесь древней континентальной окраины.

Начиная с рифея—верхнего протерозоя и особенно отчетливо в последующие эпохи проявляется поясное строение геосинклинальных зон [Тугаринов, Войткевич, 1970]. С верхнепротерозойским этапом связано появление многочисленных эпиконтинентальных бассейнов в пределах перикратонных прогибов платформ, в которых накапливались карбонатно-углеродистые толщи с приуроченными к ним полиметаллическими месторождениями стратиформного типа (серия Гренвилл в Северной Америке, Восточная Сибирь, обрамление Балтийского щита). Некоторые исследователи [Tucker, 1983; Leggett, 1980] связывают с этим периодом начало эпохи формирования новой коры при раскрытии океанов (Япетус на западе и палео-Тетис на востоке).

Венд-раннепалеозойская эпоха в значительной мере охарактеризована нами на вышеприведенных примерах.

Таким образом, изучение эпох интенсивного накопления углеродистых отложений, формировавшихся в пределах крупных структур линейного типа (геосинклинальные пояса, континентальные окраины), позволяет предположить, что этапы их формирования тесно связаны с глобальными

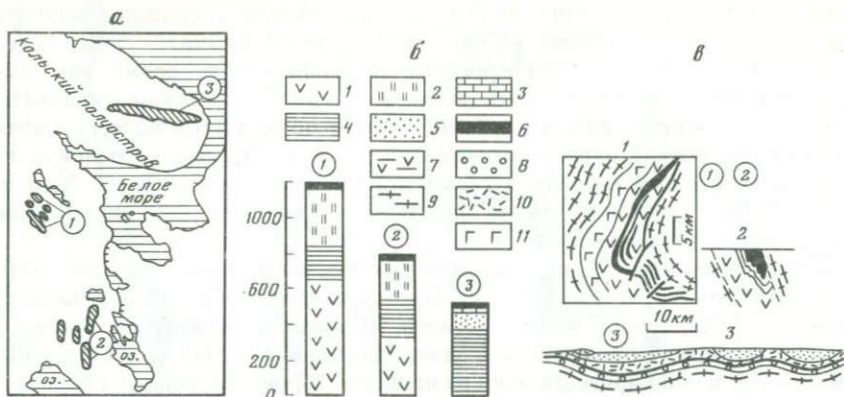


Рис. 5. Структурное положение и состав углеродистых формаций восточной части Балтийского щита (лопийский уровень)

Типы структур (а) и соответствующие им типы разрезов (б) — 1—3 (цифры в кружках): 1— гимольский, 2— парандовский, 3— кейвский; 1—11 типы пород (условные обозначения к рис. 5 и 6): 1— эффузивные, 2— кремнистые, 3— карбонатные, 4— метапелиты, 5— метапсаммиты, 6— углеродистые, 7— метатUFFиты, 8— конгломераты, 9— гейсы, 10— кванит-ставролитовые сланцы, 11— габброиды; в— детализация строения структур: 1— в плане (типы 1,2), 2— в разрезе (типы 1,2); 3— продольный разрез Кейвской структуры (тип 3)

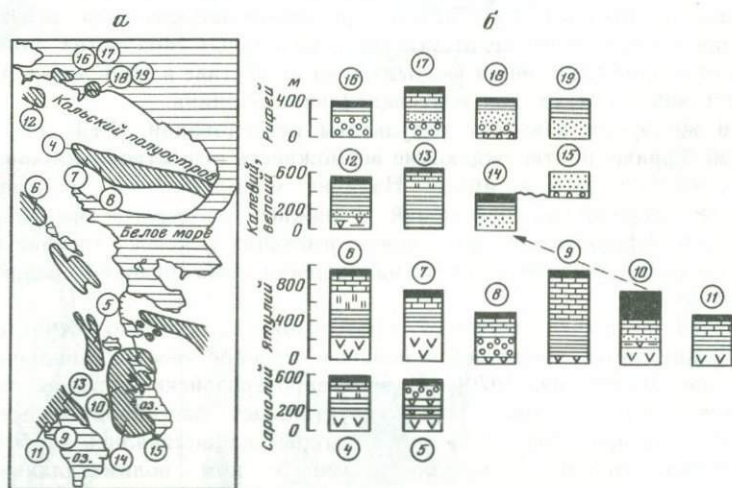


Рис. 6. Структурное положение и состав углеродистых формаций восточной части Балтийского щита (нижний—верхний протерозой)

Типы структур (а) и соответствующие им типы разрезов (б) — 4—19 (цифры в кружках) в локальных структурах по возрастным уровням
Условные обозначения см. на рис. 5

эпохами и фазами эпиконтинентального рифтогенеза. На раннедокембрийском этапе это были относительно небольшие бассейны, связанные с авлакогенами и зонами рифтогенеза, хотя и здесь уже встречались фрагменты континентальных окраин, приуроченные к обрамлению крупных стабилизированных блоков (щиты Африканской платформы). Именно к обрамлению

подобных структур (юг Африканского протоконтинента и восток Северо-Американского) приурочены отложения, вмещающие наиболее крупные скопления рассеянного органического вещества (ОВ) в докембрии, сравнимые по объему захороненной органики с формациями более поздних эпох. Так, например, по расчетам Т. Реймера с соавторами [Reimer et al., 1979], изучавших одну из древнейших формаций — Фиг Три (возраст 3,4 млрд лет), продуктивность Шибского бассейна ($11 \cdot 10^{15}$ г $C_{орг}/год$) сравнима со средней продуктивностью современных водоемов ($25 \cdot 10^{15}$ г $C_{орг}/год$) [Вассоевич и др., 1984]. Объемы захороненного ОВ в одной формации Гренвилл (подсчеты В. Даусона) вполне сопоставимы с количеством ОВ, сконцентрированного в океанических «черных сланцах» мелового возраста [Хэллем, 1983].

На протяжении следующего, продолжительного отрезка геологического времени В. Н. Пучков [1979] выделяет три основные, глобальные эпохи деструкции континентальной коры и обновления геосинклинальных прогибов. Первая из них — казахстанская — охватывает поздний рифей — начало венда (Центрально-Азиатская складчатая система, Аппалачи, Северо-Американские Кордильеры), вторая — уральская — отвечает кембрию и ордовику (Урал, Тянь-Шань, Северный Кавказ, Центральная и Западная Европа, западное и юго-западное обрамление Северо-Американского континента). Этим двум этапам в пределах Урало-Тянь-Шаньской и Казахстан-Центральноазиатской складчатых зон соответствуют два уровня распространения металлоносных «черных сланцев» — рифей-вендский и кембродордовикский, несколько различающиеся по набору фаций и по металлогении, но имеющие в то же время ряд общих черт: сходство формационных рядов, слагающих эти толщи, обилие кремнистых образований, повышенная ванадиеносность и т. д.

Наконец, третья глобальная эпоха заложения новых геосинклинальных систем и соответственно формирования карбонатно-углеродистых отложений в океанах (и одновременно на громадных площадях в эпиконтинентальных бассейнах) приходится на начало мезозоя (триас—юра) — время заложения океанов атлантического типа развития Альпийско-Средиземноморской геосинклинальной системы (океана Тетис).

Таким образом, очевидно, что углеродонакопление, начиная с раннего докембрия, определялось эволюцией бассейнов седиментации, которая, в свою очередь, отражала общее тектоническое развитие литосферы [Созинов, Горбачев, 1984].

ЛИТЕРАТУРА

Вассоевич Н. Б., Конюхов А. И., Лопатин Н. В. Общее и особенное в образовании углей, нефти и углеводородных газов // Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 7—19. (МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов).

Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В., Тараненко Е. И. Эволюция нефтеобразования в древних отложениях // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 95—101.

Гершанович Д. Е., Горшкова Т. И., Конюхов А. И. Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С. 63—80.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. и др. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Конюхов А. И. Углеродистые отложения в зонах регионального апвеллинга // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981а. Вып. 7, кн. 1. С. 188—204.

Конюхов А. И. Условия формирования морских углеродистых отложений в различных геологические эпохи // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981б. Вып. 7, кн. 2. С. 146—153.

Леонов Г. В. Историческая геология. М.: Изд-во МГУ, 1980. 342 с.

Негрусца В. З., Шурыгин В. Н., Журавлев В. А. Докембрийские углеродсодержащие породы восточной части Балтийского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 66—80.

Орлов Л. Н. Нижнепалеозойская углеродисто-кремнисто-сланцевая формация Кокримтау и некоторые вопросы ее генезиса // Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 1. С. 135—138.

Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.

Созинов Н. А., Горбачев О. В. Углеродистые формации и их эволюция в истории Земли // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 214—224.

Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 3. С. 684—687.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 432 с.

Формации горячих сланцев. Таллин: Валгус, 1973. 160 с.

Холодов В. Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Ст. 2. Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 29—44.

Холодов В. Н. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования // 27-й МКГ: Литология. Секция 04. Доклады, Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984, Т. 4. С. 75—84.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир. 1983. 328 с.

Eriksson K. A. Transitional sedimentation styles in the Moodies and Fig Tree groups, Barberton mountain land, South Africa. Evidence favoring an archaic continental margin // Precambrian Res. 1980. Vol. 12, № 1/4. P. 140—160.

Leggett J. K. British Lower Paleozoic black shales // J. Geol. Soc. London. 1980. Vol. 137. P. 139—156.

Reimer T., Barghoorn E., Margulis L. Primary productivity in an early archaic microbial ecosystem // Precambrian Res. 1979. N 9. P. 93—102.

Stewart J. H., Poole F. G. Lower Paleozoic and uppermost Precambrian Cordilleran miogeocline, Great Basin, Western United States // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1974. № 22. P. 31—48.

Tucker M. E. Sedimentation of organic — rich liemestone of the late Precambrian of Southern Norway // Precambrian Res. 1983. Vol. 22, № 3/4. P. 295—315.

Vine J. D. Element distribution of some shelf and eugeosinclinal black shales // Geol. Surv. Bull. E 1966. № 1214. P. 31.

Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemical investigation of some black shales and associated rocks // Ibid. 1969. № 1314—A. 43 p.

Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of black shale deposits: A summary report // Econ. Geol. 1970. Vol. 65, № 3. P. 253—272.

Vine J. D., Tourtelot E. W., Keith J. R. Element distribution in some trough and platform types of black shales and associated rocks // Ibid. 1969, № 1214—H. 38 p.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

УДК 578.2

А. А. Геодекян, А. Забанбарк

**НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ
И ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ
ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ БАССЕЙНОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН**

Благодаря значительному расширению в последнее десятилетие исследований в Мировом океане стало возможным определить суммарную площадь потенциально нефтегазоносных осадочно-породных бассейнов акваторий, которая составляет около 55 млн км². Эта величина сопоставима с общей площадью мощных осадочных бассейнов на континентах. Выявление закономерностей в размещении нефти и газа в осадочно-породных бассейнах позволит более рационально производить геологические изыскания в сложных условиях акваторий. С этой целью рассмотрим размещение запасов углеводородов (УВ) в литологически разнотипных отложениях осадочно-породных бассейнов материковых окраин.

Извлекаемые запасы нефти и газа в недрах шельфов Мирового океана, приуроченных к определенным стратиграфическим интервалам, в настоящее время оцениваются соответственно в 60 млрд т и 34 трлн м³. Эти объемы УВ, заключенных в осадочном чехле материковых окраин, концентрируются в основном в двух литологических разностях осадочных пород [Геодекян, Забанбарк, 1983] — терригенных и карбонатных (табл. 1). Запасы нефти и газа в терригенно-кремнисто-туфогенных отложениях в сравнительно небольшом объеме установлены только в северном секторе Тихого океана. И это не случайно. Тихоокеанские шельфы относятся в своем подавляющем большинстве к активным окраинам, для которых характерны современный вулканизм и высокая сейсмичность. Отсюда участие туфов и туфо-песчаников в составе нефтегазоносных формаций этого региона. Из табл. 1 видно также, что весь объем установленных на сегодня запасов нефти и газа в недрах континентальных окраин сосредоточен примерно в равных количествах в терригенных и карбонатных отложениях: в терригенных 28,5 млрд т нефти и 16,2 трлн м³ газа, в карбонатных 29,5 млн т нефти и 16,9 трлн м³ газа.

Эти два важнейших литологических типа пород находятся в осадочной оболочке Земли примерно в равном объеме [Ронов, 1980], однако терригенные толщи распространены шире, встречаясь практически во всех осадочно-породных бассейнах континентальных окраин.

Рассмотрим окраины каждого океана в отдельности.

На континентальных окраинах в Атлантическом океане терригенные толщи широко представлены во всех осадочно-породных бассейнах. Запасы нефти и газа, с ними связанные, в 2 раза превышают запасы, связанные с карбонатными толщами.

**Таблица 1. Запасы углеводородов
в литологически разнотипных толщах материковых окраин**

Океаны, моря	Запасы нефти и газа в разнотипных отложениях		
	Терригенные	Карбонатные	Терригенно-кремнисто-туфогенные
Атлантический	11,3	6,9	—
	6,1	3,6	
Индийский	7,1	20,9	—
	2,4	11,1	
Тихий	6,6	0,5	1,3
	3,8	1,2	0,7
Ледовитый (Северо-Американский континент)	3,5	0,3	—
	3,3	0,6	
Средиземное	—	0,9	—
	0,6	0,4	
Всего	28,5	29,5	1,3
	16,2	16,9	0,7

Примечание. В числителе — запасы нефти (в млрд т), в знаменателе — запасы газа (в трлн м³).

В Индийском океане природные резервуары терригенного типа также распространены практически повсеместно, и только в районе бассейна Персидского залива 3/4 запасов нефти и все запасы газа заключены в карбонатных толщах. Таким образом, на периферии этого океана, в уникальном регионе Персидского залива, где сосредоточена примерно половина всех мировых морских запасов нефти и газа, роль карбонатных толщ совершенно исключительна.

Тихоокеанские окраины характеризуются особенно широким развитием терригенных образований. Терригенные коллекторы известны во всех осадочно-порodных бассейнах этого региона, кроме залива Папуа. Что же касается карбонатных отложений, вмещающих скопления УВ, то они имеют довольно ограниченное распространение и встречаются в районах Бохайваньского и Ляодунского заливов, в Яванском море, в экваториальных областях Филиппин и в заливе Папуа.

В арктических районах Северо-Американского континента терригенные нефтемещающие толщи играют преобладающую роль, и только на супергигантском месторождении Прадхо-Бей определенные запасы нефти и газа заключены в карбонатных коллекторах.

В осадочных бассейнах Средиземного моря — иная картина: повсеместно распространены карбонатные коллекторы и только в районе Адриатического моря известны скопления УВ в природных резервуарах терригенного состава. Надо отметить, что нефть в терригенных породах в этом регионе практически не встречается, тогда как газ распределен примерно в равных объемах между карбонатными и терригенными коллекторами.

Несмотря на повсеместное распределение во всех осадочно-порodных бассейнах континентальных окраин терригенных обломочных отложений,

Таблица 2. Морские супергигантские месторождения нефти и газа мира

Место-рождение	Год открытия	Глубина залегания, м	Возраст продуктивных толщ	Порода	Извлекаемые запасы	
					нефти, млн т	газа, трлн м ³
Нефть						
Лулу-Эсфандиар	1966	2743	Ранний мел	Известняк	4,5	—
Сафания	1951	1370—3678	Ранний и поздний мел	Песчаник	3,5	—
Боливар	1917	671—4800	Миоцен, эоцен, поздний мел	»	3,1	—
Прадхо-Бей	1968	2028—3135	Ранний мел, юра, триас	Песчаник и известняк	2,7	—
Манифа	1957	2400—2870	Ранний мел, поздняя юра	Известняк	1,5	—
Ферейдун-Марджан	1967	2040—3000	Ранний мел	»	1,4	—
Махарах	1973	—	»	»	1,27	—
Катиф	1945	2100—2165	Поздняя юра	»	1,2	—
Эмерод	1969	550—600	Поздний мел	»	1,0	—
Газ						
Норт Дом	1975	3084—3440	Пермь	»	—	2,4—6,8
Канган	1973	2750—2920	»	»	—	5
Парс	1974	2740—2990	»	»	—	2,8
Гронинген (Слохтерн)	1959	2623—2898	»	Песчаник	—	1,9
Структура «W»	1968	2740	»	»	—	1,0

могущих играть роль коллекторов, основные запасы (83%) 14 супергигантских месторождений нефти и газа, открытых в настоящее время в Мировом океане (табл. 2), сосредоточены в карбонатных коллекторах и только 17% в терригенных комплексах [Геодекян, Забанбарк, 1978]. Количество открытых супергигантских месторождений нефти примерно в 2 раза превышает число газовых супергигантов, что может свидетельствовать о более благоприятных перспективах открытия в зонах перехода от континента к океану крупных нефтяных скоплений в сравнении с газовыми. Следует отметить, что запасы нефти и газа в месторождениях с карбонатными коллекторами, как правило, относятся к категории гигантских и супергигантских.

Таким образом, хотя карбонатные породы, согласно А. Б. Ронову [1980], присутствуют в осадочной оболочке Земли в равной доле с терригенными породами (соответственно 23,6 и 24,3%), однако в общем объеме осадочного чехла седиментационных бассейнов их доля не превышает 16%. Тем не менее с карбонатными породами связано 48% общемировых и до 50% «морских» запасов нефти и газа.

Исходя из вышеизложенного, необходимо подходить к оценке перспектив нефтегазоносности терригенных и карбонатных коллекторов дифференцированно. Если терригенные коллекторы распространены практически на всех континентальных окраинах Мирового океана и являются в большинстве районов перспективными, то перспективы нефтегазоносности карбонатных

коллекторов нужно связывать преимущественно с районами развития мощных рифогенных толщ, известных в настоящее время в юго-западной части Мексиканского залива, в Персидском заливе, в заливе Папуа и других районах.

ЛИТЕРАТУРА

Геодекян А. А., Забанбарк А. Запасы и добыча нефти и газа в Мировом океане // Генетические предпосылки нефтегазоносности Мирового океана. М.: ИО АН СССР, 1978. С. 120—162.

Геодекян А. А., Забанбарк А. Размещение ресурсов углеводородов в разнотипных геотектонических шельфов Мирового океана // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271, № 5. С. 1189—1192.

Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 75 с.

УДК 551.51:551.26:553.98

С. С. Эллерн

ФОРМАЦИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ ЛАВРАЗИИ

Анализируя пространственное размещение нефтегазоносных территорий на земном шаре, многие исследователи обращали внимание на их приуроченность к определенным зонам, располагающимся, как правило, в периферических районах древних платформ, которые примыкают к ограничивающим их складчато-орогенным сооружениям, а также к молодым альпийским складчатым поясам. И. О. Брод, В. Е. Хаин и другие исследователи выделяют в качестве основной классификационной единицы, определяющей территориальное размещение месторождений углеводородов (УВ), нефтегазоносный бассейн и подчеркивают, что многие из них составляют системы линейно ориентированных бассейнов, которые следует выделить под названием поясов.

Современные представления о природе этих поясов значительно углубились, особенно в связи с изучением геологии и нефтегазоносности подводных окраинных зон континентов. В. Е. Хаин и Б. А. Соколов пришли к выводу, что главные нефтегазоносные зоны или пояса Земли в целом — это окраины континентов разного типа, как современные, так и древние, особенно пассивные окраины [Хаин, Соколов, 1984]. При этом они главным условием подобного размещения территорий считают приуроченность их к тем структурным элементам земной коры, где интенсивное прогибание сопровождается соответствующим мощным накоплением осадков в течение длительного отрезка времени и интенсивным прогревом, как правило, соответствующим масштабам прогибания. Подобные условия, по данным этих исследователей, характерны для окраин континентов, потому что на первых этапах их зарождение было связано с процессами растяжения и с формированием рифтовых структур.

Именно поэтому, как пишут авторы, «можно считать законом, что в осадочных бассейнах нефтегазоносность определяется тем этапом их

развития, когда соблюдаются три условия — погружение отложений в обстановке растяжения консолидированной коры, их значительная мощность и интенсивный прогрев восходящими газоводяными потоками» [Хаин, Соколов, 1984, с. 50].

Однако если рассматривать своеобразие зонального распределения нефтегазонасности на древних платформах с этих позиций, то можно заметить, что отмеченные выше условия здесь соблюдаются не всегда.

Как показывает анализ материалов по Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформам, главным и определяющим в распределении нефтегазонасности и в формировании поясов является не столько погружение в условиях растяжения, сколько структурно-формационная эволюция этих платформ или отдельных их частей в течение конкретных тектонических циклов.

На древних лавразийских платформах действительно соблюдается приуроченность нефтегазонасности к их периферийным частям и, как правило, линейное их простираие, которое в общем согласуется с простираием окружающих платформ подвижных поясов. Именно развитие последних и их влияние на окраины платформ создавали благоприятные предпосылки для нефтегазообразования, с одной стороны, а с другой — способствовали аккумуляции УВ в залежи и их сохранению от разрушения.

Дело в том что пояса нефтегазонасности, охватывая обширные регионы, далеко не всегда согласуются с контурами структурных элементов, определяющих структурный план нефтегазонасности территорий, зато совпадают с контурами структурно-формационных зон, существовавших в течение тектонического цикла.

Каждая структурно-формационная зона возникла на конкретной стадии тектонического цикла эволюции подвижных поясов, граничивших с платформой. Выделяются по крайней мере три структурно-формационные зоны: 1) рифтовая, с которой связано образование грабеноподобных впадин в начальную фазу переходной стадии развития этих поясов; 2) структурно-формационная зона прогибов некомпенсированного типа и связанных с ними компенсационных поднятий, соответствующая завершающей фазе переходной стадии и (не всегда) раннеконтинентальной стадии; 3) структурно-формационная зона компенсационных прогибов и впадин, соответствующая позднеконтинентальной стадии. В совокупности они входят в осадочный бассейн, в пределах которого реализуются все процессы, связанные с онтогенезом УВ и их залежей, при условии пространственного совпадения этих трех структурно-формационных зон. При нарушениях в данной системе нефтегазонасность как ее функция практически не проявляется. Каждая структурно-формационная зона выполняет в системе осадочного бассейна определенную функцию, благоприятствуя реализации нефтематеринского потенциала при достижении важнейшими комплексами отложений главных зон нефте- и газообразования.

Главнейшее значение в этом плане в системе любого осадочного бассейна имеют структурно-формационные зоны некомпенсированных прогибов. Нет ни одного сколько-нибудь значительного нефтегазонасного региона, в котором не было бы установлено присутствие данного структурно-формационного комплекса.

Среди составляющих этот комплекс формаций особое место занимают доманиковые формации, которые являлись главными аккумуляторами орга-

нического вещества (ОВ) алинового типа. Эти формации, как правило, выполняли осевые зоны некомпенсированных прогибов и формировались в эпохи максимальных трансгрессий, что было вызвано появлением внутри подвижных поясов (древних океанов) крупных поднятий — островных дуг — и уменьшением объема океанических впадин. Под влиянием теплового потока, идущего из мантии через системы рифтов, а также перекрытия осадками, накопившимися в условиях компенсационного погружения, доломитовые толщи испытали значительные преобразования, сопровождавшиеся формированием углеводородных компонентов, мигрировавших в основные природные резервуары и ловушки. Распределение УВ в пространстве было ограниченным, что обусловлено на определенных этапах региональными перерывами в осадконакоплении, которые сопровождались размывами ранее образовавшихся отложений.

Пространственно региональные перерывы и размывы были связаны с ростом так называемых компенсационных поднятий. Компенсация ранее не компенсированных осадочным материалом прогибов проходила непосредственно вслед за их возникновением в течение короткого периода времени. Все пространство за пределами прогибов находилось вне зоны погружения (компенсации осадками) и, наоборот, испытывало определенное воздымание. Поэтому мы и называли эти поднятия компенсационными. Они располагались за внешним обрамлением некомпенсированных прогибов. А так как последние на древних платформах в основном имеют линейное простирание и примыкают к подвижным поясам, то компенсационные поднятия занимают обширные пространства платформ. Здесь господствовали неблагоприятные условия как для генерации и аккумуляции УВ, так и, в особенности, для их сохранности. Поэтому зона перехода от компенсационных поднятий к области некомпенсированных прогибов является, по существу, граничной полосой, определяющей территориальное размещение промышленных месторождений УВ. Следующий комплекс отложений перекрывает как прогибы некомпенсированного типа (компенсированные к этому времени), так и компенсационные поднятия, которые на предшествующем этапе также нередко подвергались интенсивному растяжению с образованием различных рифтовых систем. Отсутствие формаций, характерных для некомпенсированных прогибов, делает эти районы неблагоприятными для нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Поэтому на обширных пространствах древних лавразийских платформ, несмотря на наличие глубоких компенсированных прогибов, связанных с зонами растяжения, развитие которых сопровождалось зачастую проявлением вулканизма, месторождений УВ практически нет.

Это можно показать на примере такой хорошо изученной платформы, как Восточно-Европейская. Здесь выделяются три нефтегазоносных региона — Восточно-Русский, Южно-Русский и Западный (Прибалтийско-Днепровский). При этом главное значение имеют два первых. Все эти нефтегазоносные регионы располагаются на окраинах платформы и связаны с рассматриваемыми выше тремя структурно-формационными зонами («триадой») в каждом осадочном бассейне. Чем отчетливее выражены в каждой из них некомпенсированные прогибы, тем значительнее нефтегазоносность. Пространственное расположение промышленных месторождений определяется компенсационными поднятиями. При этом прогибы некомпенсированного типа с доломитовыми отложениями формировались

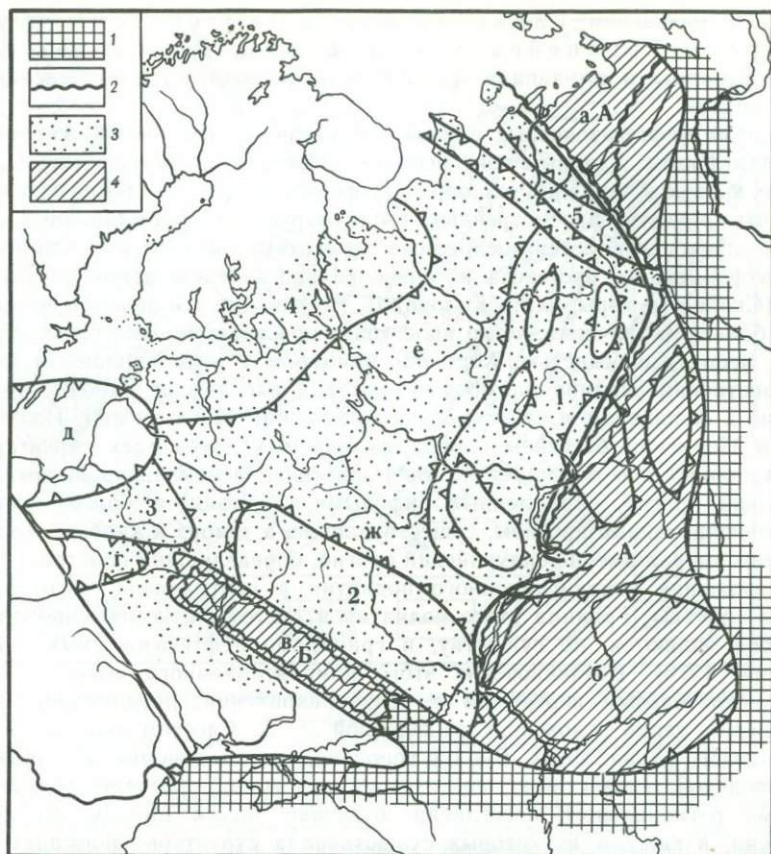


Рис. 1. Положение нефтегазоносного пояса на востоке и юге Восточно-Европейской платформы

1 — складчатое обрамление платформ; 2 — внешние границы прогибов некомпенсированного типа; 3 — компенсационное поднятие (Центрально-Русский палеосвод); 4 — нефтегазоносные регионы (А — Восточно-Русский, Б — Южно-Русский) главного нефтегазоносного пояса

Основные современные структурные элементы. 1—5 — своды, антеклизы: 1 — Волго-Уральская, 2 — Воронежская, 3 — Белорусская, 4 — склон Балтийского щита, 5 — Тиманский горст; а—ж — синеклизы, впадины, прогибы: а — Печорская, б — Северо-Каспийская, в — Припятско-Днепровская, г — Брестская, д — Балтийская, е — Оршанско-Московско-Мезенская, ж — Рязано-Саратовская

неоднократно в герцинский цикл [Эллерн, 1976]. Ведущую роль сыграли прогибы некомпенсированного типа и компенсационные поднятия, образовавшиеся на переходной стадии герцинского тектонического цикла (поздний девон—ранний карбон, рис. 1).

Именно в этот период и развивались Печорская, Камско-Кинельская и Предкаспийская системы некомпенсированных прогибов, обрамленные рифовыми комплексами, и образовалось крупное компенсационное поднятие, которое было выделено М. С. Швецовым [1954].

Южно-Русский и Восточно-Русский регионы образуют как бы единую систему линейных нефтегазоносных поясов, которую можно объеди-

нить под названием Главного пояса нефтегазоносности Восточно-Европейской платформы. Он обрамляет платформу с востока и юго-запада, а в центре ее располагается компенсационное поднятие.

Система нефтегазоносных поясов характерна и для Северо-Американской платформы. Главный пояс нефтегазоносности здесь охватывает восточные, южные и западные окраины платформы, в пределах которых можно выделить реликты рассмотренных выше структурно-формационных зон. В ряде случаев эта система осложнена элементами, возникшими в процессе эпиплатформенного орогенеза и горизонтального перемещения осадочных масс (Скалистые горы, плато Колорадо). Но там, где эти явления не имели столь большого значения, четко проступает пространственная связь «триады» с нефтегазоносностью. Хорошим примером в этом отношении является восточная окраина платформы, которая охватывает районы, прилегающие к Аппалачам и системе Уачита, включая Мичиганский, Иллинойский и Пермский бассейны. Среди выделяемых здесь трех структурно-формационных зон обращает на себя внимание некомпенсированный силурийский прогиб, обрамленный рифовыми трендами, и более молодые некомпенсированные прогибы, существовавшие в девоне и карбоне. Основную роль сыграл именно силурийский прогиб, определивший пространственное положение компенсационного поднятия в центральной части платформы (рис. 2). Граница этого поднятия и системы некомпенсированных прогибов являются, по существу, и границами нефтегазоносных поясов [Эллерн, 1976]. Возникновение этого компенсационного поднятия связано с длительным перерывом в осадконакоплении, предшествовавшим накоплению серии отложений, выделенной Л. Л. Слоссом под названием «Каскаския» [Хайн, 1971]. Вполне вероятно, что выделяемые и названные им «последовательностями» шесть серий отложений, разделенных поверхностями регионального несогласия, отвечают шести циклам осадконакопления, в каждом из которых существовала структурно-формационная триада, а разделяющие их региональные перерывы связаны с возникновением и развитием компенсационных поднятий.

В свете этих представлений большой интерес вызывает изучение закономерностей размещения углеводородных скоплений на Сибирской платформе. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что главная нефтегазоносность связана на этой платформе с регионально нефтегазоносными свитами венд-раннекембрийского возраста, содержащими более 50% потенциальных ресурсов УВ. Это доминантный комплекс отложений платформы, особенно сильно развитый в ее южной части. Именно в южной и юго-западной частях платформы открыты залежи УВ, которые приурочены к различным региональным структурным элементам — сводам, ступеням, впадинам, седловинам. Однако граница, определяющая местоположение выявленных залежей, не согласуется с этими структурными элементами и, как правило, сечет их. Здесь, как и на других древних лавразийских платформах, положение скоплений УВ контролируется другими факторами.

На юге платформы намечается несколько этапов формирования некомпенсированных прогибов в рифей-вендско-раннекембрийском тектоническом цикле. Наиболее отчетливо они выделяются для вендско-раннекембрийского времени. В южной (юго-восточной) части платформы по периферии

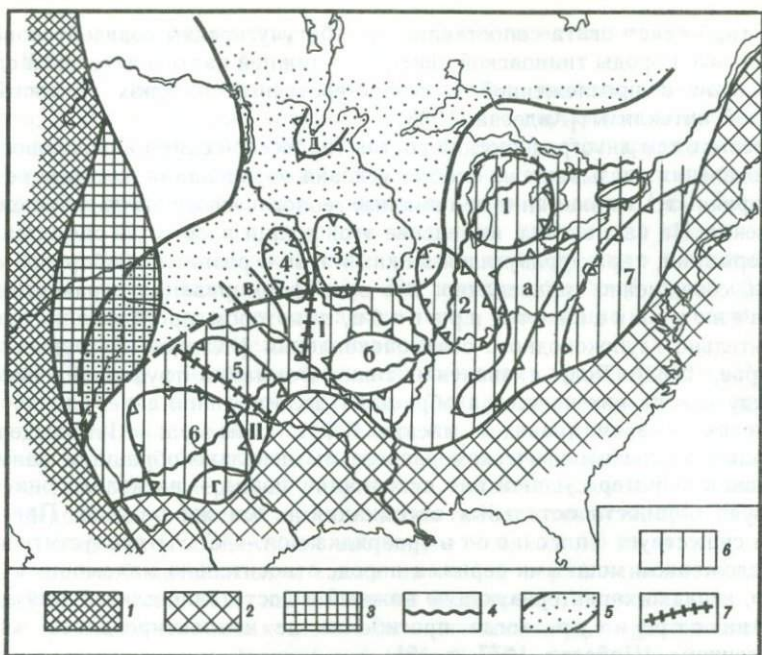


Рис. 2. Положение нефтегазоносного пояса на юго-востоке Северо-Американской платформы

1, 2—складчатые пояса обрамления: 1—ларамийско-альпийский (Кордильеры), 2—палеозойский (Аппалачско-Уачито-Маратонский); 3—Скалистые горы; 4—осевая зона силурийского прогиба некомпенсированного типа; 5—компенсационное поднятие (Трансконтинентальный свод); 6—нефтегазоносный пояс; 7—хребты (Немаха, Вичита-Амарилло)

Основные современные структурные элементы. 1—7—впадины, бассейны: 1—Мичиганский, 2—Иллинойский, 3—Форест-Сити, 4—Селайна, 5—Анадарко, 6—Пермский, 7—Преаппалачский); а—д—антеклизы, своды: а—Цинцинати, б—Озарк, в—Центрального Канзаса, г—Бенд, д—Суи

Патомского нагорья уже сравнительно давно известна карбонатная тинновская свита, для нижней части которой характерны черные битуминозные известняки и сланцы. Эта часть разреза тинновской свиты рассматривается Л. И. Салопом в качестве своеобразной «антраколитовой» формации, а в последнее время выделяется С. Ф. Бахтуровым под названием «тинновской битуминозно-сланцевой формации» [Салоп, 1964; Бахтуров, 1981, 1982, 1983]. Этот исследователь, детально изучавший литологический состав формации, показал, что она сложена в основном тонкоплитчатыми и тонко-слоистыми породами (сланцеватыми черными крупнокристаллическими известняками и аргиллитами), образующими пачки разной мощности. В верхней части формации залегают существенно отличные по составу пестроцветные породы (доломиты, мергели, алевролиты), также характеризующиеся плитчатой отдельностью и листоватой текстурой.

М. Л. Кокоулин рассматривает эту часть тинновской свиты (т. е. темноцветную и пестроцветную) в качестве самостоятельной стратиграфической единицы, назвав ее тирбесской свитой. От верхней части тинновской свиты она отделена перерывом в осадконакоплении. По составу микрофос-

силей тирбесская свита сопоставляется с богучугорским горизонтом венда, а остальные породы тинновской свиты — с нижней частью иктехской свиты, выделенной и прослеженной в северо-восточных районах Непско-Ботубинской антеклизы [Авдеева, 1983].

Вместе с тем литографический состав тирбесской свиты и особенности ее распределения указывают на особые условия образования, которые необходимо принимать во внимание при анализе геологического строения вендского комплекса. На наш взгляд, выделение этой толщи в качестве самостоятельной формации, характеризующей важный этап в развитии Сибирской платформы, совершенно справедливо. Это этап формирования и развития некомпенсированного прогиба, в котором преобладали условия относительно глубоководного осадконакопления [Жарков, Бахтуров, 1982; Бахтуров, 1983]. Роль и значение таких формаций трудно переоценить, а между тем на них не всегда обращают должное внимание.

В связи с этим приведем мнение В. М. Цейслера: «При выделении формаций в стратиграфическом разрезе мы невольно обращаем внимание на мощность интересующей нас ассоциации пород — насколько она соответствует мощности остальных ассоциаций в том же разрезе. При этом всегда существует опасность (разрядка моя.— С. Э.) пропустить в разрезе, сложенном мощными сериями пород, относительно маломощную формацию, нередко характеризующую важный и достаточно длительный этап в развитии структур, когда прогибание не компенсировалось осадконакоплением» [Цейслер, 1977, с. 15].

Это высказывание целиком и полностью можно отнести к тинновской формации. Ее современное распространение, по-видимому, гораздо уже зоны первоначального развития. По данным С. Ф. Бахтурова, она прослеживается в периферийной зоне Патомского нагорья, от нижнего течения р. Жуи при впадении ее в р. Чару через долину р. Большой Патом до нижнего течения р. Витим. При этом она пересекает такой древний структурный элемент, как Уринский антиклинорий, связанный с древним рифтом. Современное дугообразное расположение формации (протяженностью около 700 км при ширине 10—40 км), несомненно, является результатом структурно-тектонических перестроек, которые захватили южную часть Сибирской платформы в связи с возникновением Патомского нагорья после завершения байкальского тектонического цикла. Очевидно, что это нагорье, сложенное складчатым комплексом отложений, надвинуто на край платформы [Руженцев, 1971].

Как и всякий прогиб некомпенсированного типа, Тинновский прогиб (назовем его условно так) также в конце концов стал компенсированным. В частности, этой фазе и отвечают пестроцветные породы тирбесской свиты. Однако основное заполнение прогиба было связано с аккумуляцией карбонатно-соленосных отложений, которые принадлежат к нижнеиктехской подсвите, сопоставляемой с тирской свитой западных районов Предпатомья. Литологический состав этих отложений и их мощность крайне не выдержаны в пространстве. Как показывают последние данные, основные скопления каменных солей, залегающих ниже поверхности несогласий (отделяющих нижнеиктехскую подсвиту и ее аналоги от перекрывающих отложений), приурочены к Предпатомскому прогибу и территориально совпадают с областью распространения тинновской битуминозно-сланцевой формации. Характерно, что в направлении к северу от Предпатомского прогиба мощ-

ность солей резко снижается, вплоть до полного исчезновения [Воробьев и др., 1984].

Заполнение Тинновского прогиба завершилось в конце раннеиктехского времени, и это определило возникновение на его периферии компенсационного поднятия, существование которого подтверждается крупным несогласием между отложениями нижнеиктехской подсвиты и перекрывающими отложениями среднеиктехской и даниловской свит [Авдеева, 1983; Воробьев, 1982; и др.]. Это компенсационное поднятие охватывало значительную часть современной Тунгусской синеклизы и поэтому было выделено как Тунгусская суша [Бахтуров, 1983]. На поверхности этой суши обнажались различные по возрасту комплексы пород, выходящие на уровень предданиловско-предсреднеиктехского перерыва.

Так, например, в наиболее приподнятых к этому времени частях Непско-Батуобинской и Байкитской антеклиз была уничтожена вся осадочная толща и обнажились породы фундамента, а в периклинальных частях в разной степени были размыты тирская и нижнеиктехская подсвиты. Зона максимального перерыва охватывала, таким образом, северо-западный склон Непско-Батуобинской антеклизы, часть Катангской седловины и северо-восточный склон Байкитской антеклизы и заходила на восток, в пределы Алданской антеклизы, а также на запад, в район нижнего течения р. Нижней Тунгуски. Получается как бы полукольцо, опоясывавшее максимально приподнятую часть компенсационного поднятия, выраженного в современном плане в виде Эвенкийской (Курейской) синеклизы.

Из сказанного следует, что Тинновский некомпенсированный прогиб и обусловленное его развитием компенсационное поднятие составляли единую зону, которая была частью трехчленного структурно-формационного комплекса, как и на других рассмотренных нами платформах образовавшегося в одном тектоническом цикле. Существование этой структурно-формационной зоны стало определяющим фактором в распределении нефтегазоносности и формировании линейного пояса, названного Главным поясом нефтегазоносности Сибирской платформы [Состояние проблемы..., 1983]. Последний протягивается субпараллельно южным границам Тунгусско-Эвенкийского компенсационного поднятия и сопряженного с ним Тинновского некомпенсированного прогиба, охватывая районы Байкитской, Непско-Батуобинской антеклиз и Катангской седловины. Возможно, что он заходит в пределы Предплатомского прогиба и далее в северную часть Иркутского амфитеатра (рис. 3).

Как мы видели, вендско-раннекембрийский комплекс юга Сибирской платформы оказался наиболее перспективным в пределах зоны сочетания «триады». Вместе с тем геологическое развитие Сибирской платформы в позднем палеозое и мезозое существенно нарушило целостность этой системы, что неблагоприятно отразилось на сохранности большинства залежей (процессы асфальтизации, разрушения [Гольдберг, 1975; Баженова и др., 1982]). Поэтому на платформе в большом количестве известны залежи битумов. Дополнительным и весьма существенным фактором разрушения залежей в ряде районов был трапповый магматизм, который, однако, вопреки мнению некоторых исследователей [Баженова и др., 1982] не был главной причиной их разрушения.

Важнейшим фактором формирования и сохранения залежей УВ, таким образом, становится фактор целостности «триады». При нарушении этой

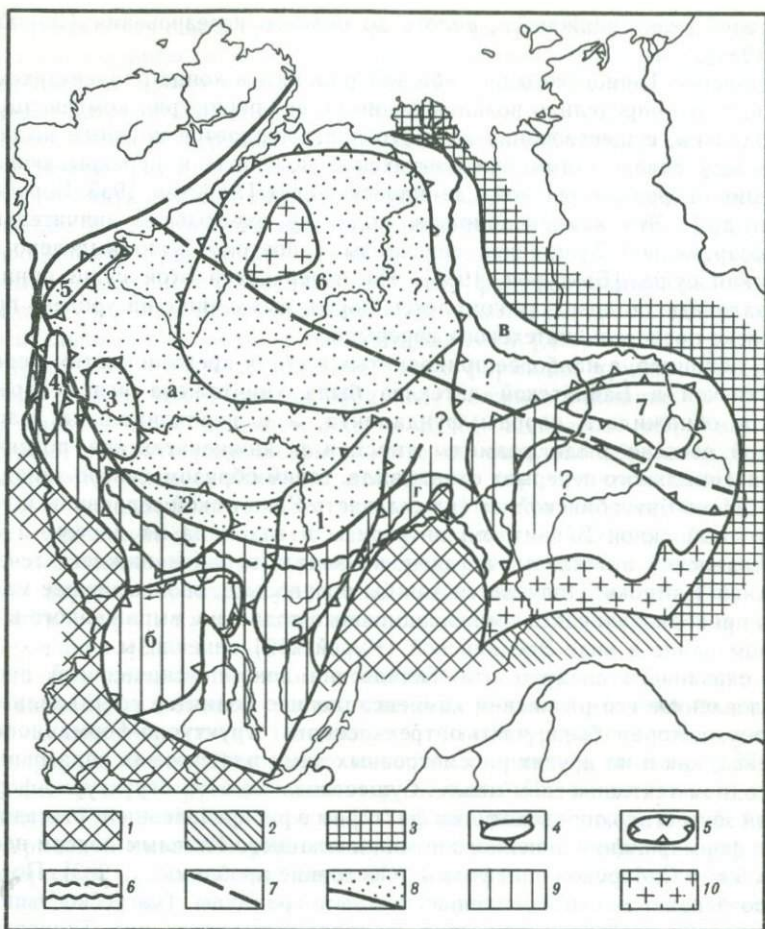


Рис. 3. Положение главного нефтегазоносного пояса на юге Сибирской платформы. Складчатые пояса обрамления платформы: 1 — байкальский, 2 — герцинский, 3 — мезозойский. Основные современные структурные элементы. 4 — антеклизы, своды, валы: 1 — Непско-Ботубинская, 2 — Байкитская, 3 — Бахтинский, 4 — Курейско-Бакланихинский, 5 — Хантайско-Рыбинский, 6 — Анабарско-Оленекская, 7 — Алданская; 5 — синеклизы, впадины, прогибы: а — Эвенкийско-Курейская, б — Присяжно-Енисейская, в — Вилюйская и Приверхоинский хребет, г — Предпатомский региональный прогиб; б — Тинювская битуминозно-сланцевая формация Предпатомья и ее предполагаемое развитие (прогиб некомпенсированного типа вендского возраста); 7 — западная граница ниже-среднекембрийского прогиба некомпенсированного типа; 8 — предполагаемое компенсационное поднятие вендского времени; 9 — территория нефтегазоносности (доказанной и предполагаемой) — Главный нефтегазоносный пояс; 10 — выход на дневную поверхность пород фундамента

целостности все процессы, от которых зависит сохранность скоплений УВ, нарушаются. Это хорошо видно на примере той же Сибирской платформы. Как известно, на границе раннего и среднего кембрия здесь существовала еще одна система некомпенсированных прогибов, названная нами Восточно-Сибирской [Эллерн, 1976]. Она, однако, оказалась раскрытой, т. е. не была перекрыта более поздним структурно-формационным комплек-

сом. В результате сколько-нибудь значительных скоплений УВ здесь не обнаружено, хотя имеются прекрасные природные резервуары и ловушки, которые, как полагают [Асташкин, Савицкий, 1977], находятся в обрамляющих Восточно-Сибирскую систему «рифтах».

Таким образом, анализ распределения нефтегазоносных территорий на древних платформах убеждает в решающей роли структурно-формационных комплексов. Решающую роль в формировании триады играли активные динамические процессы в пограничной зоне между подвижными поясами и платформами, в конкретном тектоническом цикле. Именно поэтому нефтегазоносные территории и тяготеют к окраинам платформ, а пространственное их положение определяется одним из важнейших элементов «триады» — прогибами некомпенсированного типа и сопряженными с ними компенсационными поднятиями.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеева В. И. Стратиграфия нефтегазоносных отложений Юго-Западной Якутии (венд и нижней кембрий) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1983. С. 73—94.
- Асташкин В. А., Савицкий В. Е. Рифовые системы кембрия и перспективы нефтегазоносности Западной Якутии // Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1977. С. 59—70. (Тр. СНИИГиМС; Вып. 250).
- Баженова Т. К., Беляева Л. С., Шуменкова Ю. М. Геохимические аспекты формирования и сохранности залежей нефти и газа в палеозое и верхнем протерозое Сибирской платформы // Проблемы геологии нефти и газа Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 78—91.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатные породы тинновской свиты периферии Патомского нагорья // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 132—135.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатные породы верхнего рифея и венда периферии Патомского нагорья // Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 102—107.
- Бахтуров С. Ф. Тинновская битуминозная карбонатно-сланцевая формация периферии Патомского нагорья // Состав и строение осадочных формаций. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1983. С. 63—92.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1957. 480 с.
- Воробьев В. Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. Новосибирск: СНИИГиМС, 1982. С. 3—8.
- Воробьев В. И., Топешко В. А., Арутюнов С. Л. Доусольская каменная соль Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 131—133.
- Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. 550 с.
- Гольдберг И. С. Условия образования асфальтитов в нефтяных и газовых залежах // Геология нефти и газа. 1975. № 5. С. 47—52.
- Жарков М. А., Бахтуров С. Ф. Палеозойские битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири // Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 113—115. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 535).
- Крылов Н. А., Ахсенов А. А. Основные закономерности размещения залежей углеводородов в земной коре // Теоретические основы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. М.: Наука, 1984. С. 5—24.
- Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. Казань Изд-во Казан. ун-та, 1976. 166 с.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования современных покровов. М.: Наука, 1971. 89 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 223).
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.
- Состояние проблемы поисков и разведки нефти и газа в Лено-Тунгусской

провинции // Конторович А. Э., Воробьев В. Н., Вожов В. И. и др. Проблемы геологии, геофизики и минерального сырья Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. С. 13—23.

Тыщенко Л. Ф. Региональные корреляции отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1980. С. 149—158.

Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. М.: Гостоптехиздат, 1954. 78 с.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 154 с.

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. М.: Гостоптехиздат, 1954. 628 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

Хаин В. Е. Глобальные закономерности нефтеносности в свете современного понимания структуры земной коры // Теоретические и методологические вопросы геологии нефти и газа. Новосибирск: Наука, Сиб. отд.-ние 1981. С. 20—27.

Хаин В. Е., Соколов Б. А. Окраины континентов — главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. № 7. С. 49—60.

Эллерн С. С. Восточно-Сибирская система некомпенсированных прогибов // Геология и нефтегазоносность Камско-Кинельских прогибов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. С. 285—296.

Эллерн С. С. Структурно-формационные комплексы осадочно-породных бассейнов и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 150—151.

Эллерн С. С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегеологическая роль // Докл. АН СССР. 1984. Т. 297, № 4. С. 972—976.

УДК 551.263.1:551.71/.72/.73+553.98(571.5)

Т. К. Баженова

ФОРМАЦИОННО-ЦИКЛИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА — ПАЛЕЗОЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В истории домезозойского мегабассейна Сибирской платформы выделяются три этапа: авлакогенный (рифейский), гомогенный (вендско-ранне-среднепалеозойский) и гетерогенный, подразделяемый на два подэтапа: денудационно-аккумуляционный (позднепалеозойско-раннемезозойский) и существенно денудационный (мезозойско-кайнозойский) [Баженова и др., 1983]. Основной объем осадочно-породной линзы мегабассейна представляют отложения гомогенного этапа, формирование которых охватывает единый мегацикл ~450 млн лет (700—250), причем завершение последнего приурочено к началу следующего, гетерогенного этапа (средний карбон — пермь). Следует отметить направленность и периодичность в развитии выделяемого мегацикла. Он разделяется на два крупных цикла по ~225 млн лет с границей между ними в конце раннего ордовика (байкитское время); далее выделяются циклы по ~112, ~56, ~28 и ~14 млн лет, а иногда и более мелкие. Циклы III порядка (не считая самого мегацикла), т. е. циклы протяженностью ~56 млн лет, распадаются на четыре стадии (или фазы) развития по С. Н. Бубнову [1960]: трансгрессии, инундации, регрессии и эмерсии. В более мелких циклах эти стадии не всегда выделяются четко. Если цикл I порядка (~225 млн лет) по продолжительности,

вероятнее всего, соответствует «галактическому году», то циклы III порядка (~56 млн лет) можно уподобить «галактическим сезонам». Именно эти циклы рассматриваемого этапа развития Сибирской платформы выражены наиболее отчетливо, их границы совпадают с важнейшими геологическими событиями в истории региона. Вещественным выражением циклов и их стадий являются осадочные формации (парагенерации), выделение и анализ которых, собственно говоря, и позволяют выявить стадийность, цикличность и направленность развития осадочного бассейна. Парагенерации — парагенезисы горных пород и в то же время — элементарные единицы формационного уровня организации вещества [Драгунов, 1973].

В аспекте нефтегазообразования и нефтегазонакопления формационный уровень организации вещества является чрезвычайно существенным. Именно формационному уровню отвечают объекты, соответствующие столь привычным в нефтегазовой геологии понятиям «нефтегазоматеринская свита» и «нефтегазосодержащий горизонт». Некоторые исследователи [Драгунов, 1973] полагают, что процессы нефтегазообразования — от зарождения углеводородных молекул до формирования залежей нефти и газа и зон нефтегазонакопления — протекают в соответствии с иерархией уровней организации вещества в геологическом пространстве. Атомному уровню отвечает дифференциация изотопов, молекулярному — образование углеводородных радикалов, молекул углеводородов (УВ) и родственных им соединений, входящих в нефть. За «минеральный» уровень в данном случае следует принимать само органическое вещество (ОВ) как порообразующий компонент, входящий в объект более высокого уровня; на этом минеральном уровне осуществляется обособление основных составляющих ОВ, компонентов его группового состава. На породном уровне реализуется отрыв от ОВ его подвижных компонентов, т. е. вступает в действие механизм первичной миграции УВ и происходит образование микронепфти. Превращение же микронепфти в собственно нефть (макронепфть), а также процессы миграции и аккумуляции нефти и газа реализуются уже на формационном уровне [Баженова, 1984], с которым связана также дивергенция горизонтов (парагенераций, формаций) на нефтегазогенерирующие (материнские) и нефтегазосодержащие. В редких случаях дивергенции не происходит и одна и та же формация может быть и генерирующей и нефтегазосодержащей, что характерно обычно для обогащенных ОВ кремнистых и глинисто-кремнистых формаций, например для баженовской свиты Западной Сибири. На Сибирской платформе подобные примеры пока неизвестны, хотя «формационно-конвергентные» залежи нефти и газа здесь возможны в куонамской свите нижнего—среднего кембрия на склонах Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба.

Ранее нами отмечалось, что парагенерации, обогащенные ОВ и классифицируемые как нефтегазоматеринские свиты, располагаются на «кривой седиментации» вполне закономерно: они соответствуют либо трансгрессивным, либо регрессивным фазам циклов III либо IV порядка или их частям [Органическая геохимия..., 1981]. Эти парагенерации имеют обычно глинистый либо глинисто-карбонатный состав, при этом ОВ регрессивных парагенераций по своему составу почти нацело фитопланктонное в отличие от ОВ трансгрессивных парагенераций, в составе которого нередки значительные примеси фитобентоса, а иногда зооформ. Вместе с тем породы регрессивных парагенераций, как правило, меньше обогащены аутигенным

железом, в связи с чем ОВ здесь менее диагенетически окислено. В результате нефтематеринский потенциал ОВ регрессивных парагенераций, как правило, выше, чем таковой ОВ трансгрессивных.

Нефтегазосодержащие горизонты (горизонты-резервуары) представляют собой парагенерации, соответствующие началу трансгрессивных фаз, инундационным и эмерсивным фазам циклов, как правило IV и V порядков. Породы трансгрессивных и эмерсивных фаз имеют песчано-алевритовый состав, инундационные фазы представлены чисто карбонатными отложениями. Надо сказать, что эмерсивные парагенерации редко сохраняются в разрезах, будучи уничтожены размывами.

На рис. 1 и 2 представлена «кривая седиментации» гомогенного этапа развития Сибирской платформы (V—C₁). Здесь же показаны масштаб и порядок циклов, литологический состав формаций, соответствие их определенным фазам циклов, нефтегазоносность, положение горизонтов, обогащенных ОВ, на «кривой седиментации». Всего с гомогенным этапом связано семь циклов III порядка по ~56 млн лет, соответствующих в сумме одному полному «галактическому году» и еще трем «галактическим сезонам». Осадки первого цикла в объеме неполного нижнего венда (см. рис. 1) представлены в основном терригенными, существенно обломочными, реже карбонатными парагенерациями и развиты на платформе фрагментарно, в основном по ее окраинам. Здесь не выделяются, как правило, полные циклы седиментации более мелких порядков. В пределах собственно платформы одним из наиболее полных разрезов нижнего венда обычно считается разрез Вилюйско-Джербинской площади (Юго-Западная Якутия). В качестве первого цикла мы выделяем здесь борулахскую свиту в объеме бетинчинской и хоронохской подсвит, т. е. нижнеталахского песчаного горизонта. Нам представляется, что бетинчинская и хоронохская подсвиты следует рассматривать как реликты трансгрессивных парагенераций песчано-алевритового состава в циклах IV порядка, а инундационная, регрессивная и эмерсивная парагенерации этих циклов в данном районе не сохранились. Пачек пород, обогащенных ОВ и имеющих существенную мощность, в данном разрезе нет, однако присутствует вилючанский газоносный песчаный горизонт, являющийся базальной частью трансгрессивной парагенерации второго цикла IV порядка в первом цикле III порядка (см. рис. 1). Первую половину цикла IV порядка в этом первом цикле III порядка, т. е., вероятно, самое основание вендских отложений на платформе, представляют осадки хорбусуонкской серии Оленекского поднятия с «классическим набором» парагенераций первой половины цикла: 1) терригенно-обломочной с примесью вулканогенного материала, пестроцветной—базальной (маастахская свита); 2) глинисто-карбонатной сероцветной, содержащей прослой горячих сланцев с фитобентосно-фитопланктонным ОВ (этот уровень обогащения ОВ и показан на кривой седиментации, см. рис. 1); 3) чисто доломитовой «белоцветной», хемогенно-строматолитово-инундационной (туркутская свита), на разные горизонты которой с явным размывом и несогласием ложится терригенная кесюсинская свита (верхи V₂—низы C₁). Туркутская свита является природным резервуаром, с ней связаны многочисленные нафтидопроявления в зоне гипергенеза.

Осадки трех последующих циклов III порядка, т. е. трех последующих «галактических сезонов» (до конца «галактического года») — от верхов нижнего венда (низов мотской свиты и аналогов) до нижнего ордовика,

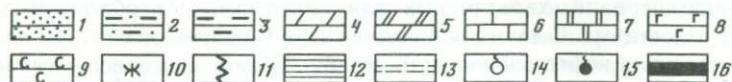
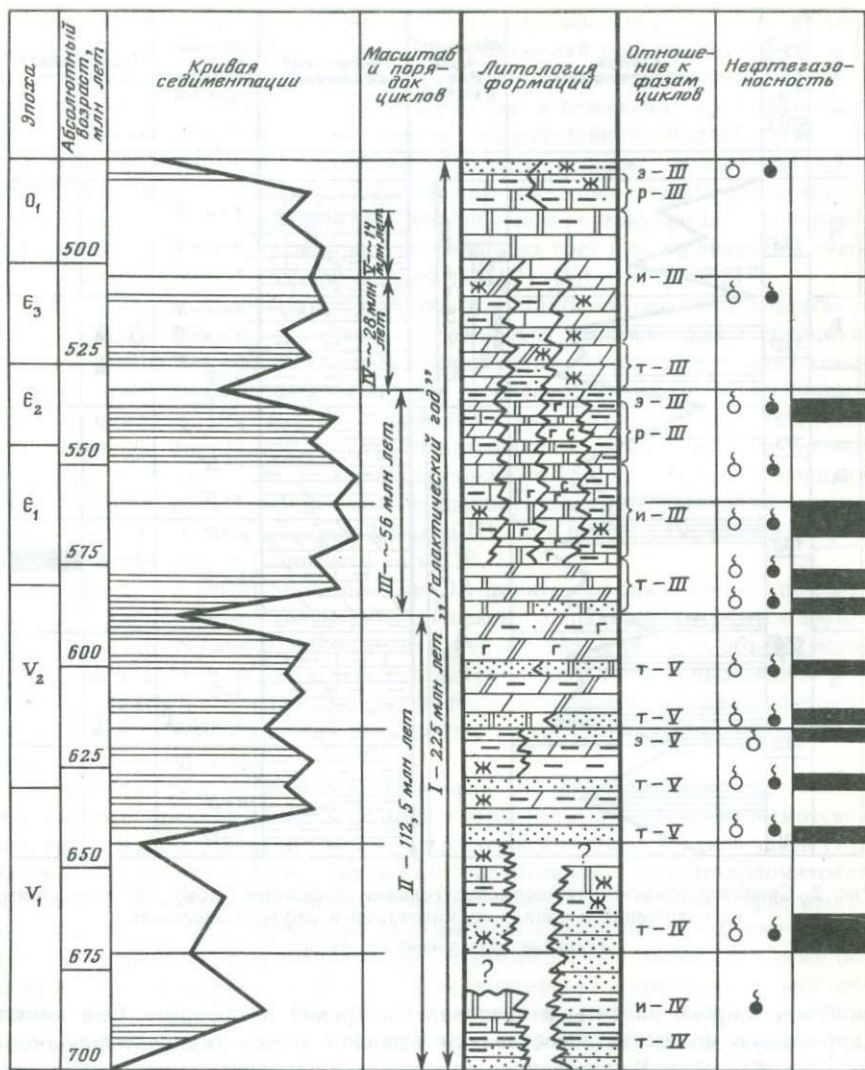


Рис. 1. Венд-нижнеордовикские формации Сибирской платформы, их положение в циклах седиментации и нефтегазоносность

Условные обозначения к рис. 1, 2

1—песчаники и песчанность; 2—алевриты и алевритистость; 3—аргиллиты и глинистость; 4—мергели; 5—доломитовые мергели; 6—известняки; 7—доломиты; 8—ангидриты и гипсы; 9—соль; 10—красноцветность; 11—фациальное замещение отложений, 12, 13—положение на кривой седиментации: 12—горизонтов, обогащенных ОВ, 13—отдельных прослоев, обогащенных ОВ; 14—газопроявления; 15—нефтепроявления; 16—положение залежей нефти и газа

Фазы циклов седиментации: т—трансгрессия, и—инундация, р—регрессия, э—эмерсия

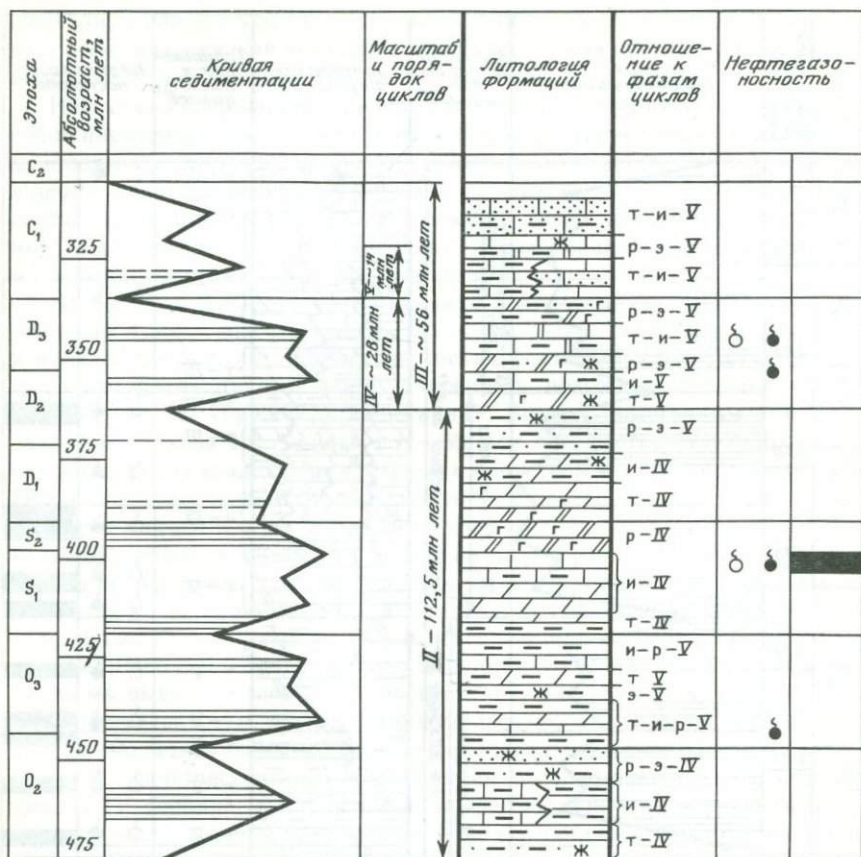


Рис. 2. Среднеордовикско-нижекаменноугольные формации Сибирской платформы, их положение в циклах седиментации и нефтегазоносность

Условные обозначения см. на рис. 1

наиболее широко развиты в пределах Сибирской платформы. Они имеют наибольшую мощность и составляют основной объем осадочно-породного тела мегабассейна. В этих циклах присутствует практически весь набор осадочных парагенераций, характерных для платформ, — от обломочных до сульфатно-галогенных. С двумя ранними из этих трех циклов связаны основная промышленная нефтегазоносность мегабассейна и многочисленные нефтудо- и газопроявления. Во всех трех циклах довольно четко выделяются циклы IV и V порядков по ~28 и ~14 млн лет, а иногда и более мелкие (см. рис. 1).

Парагенерации более молодых циклов III порядка — от среднего ордовика до раннего карбона, соответствующие трем «галактическим сезонам» следующего «галактического года», имеют карбонатно-глинистый, алевроитово-глинистый, карбонатный и глинисто-карбонатно-сульфатный состав. Обломочные парагенерации отсутствуют, а песчаные породы встречаются обычно только в виде маломощных прослоев. Резервуары нефти и газа при-

урочены только к инундационным карбонатным парагенерациям, что сказалось и на характере нефтегазоносности отложений соответствующего возраста (см. рис. 2). По сравнению с осадками более древних циклов седиментации ($V-O_1$) признаки нефтегазоносности отложений среднего ордовика — нижнего карбона более скудны: промышленная нефтегазоносность не выявлена, отдельные притоки нефти и газа, а также залежи нефти в зоне гипергенеза и нафтидо-нафтоидов на контактах с трапповыми интрузиями известны только в венлокском карбонатном резервуаре (S_1). В остальных карбонатных резервуарах рассматриваемых трех циклов отмечены лишь отдельные нафтидо- и газопроявления (O_3, D_2, D_3) (см. рис. 2).

Как подчеркивалось выше, с позиций формационного анализа нефтегазоматеринскими горизонтами (свитами) являются темноцветные и сероцветные парагенерации, представленные существенно глинистыми и (или) хемогенными породами, соответствующими трансгрессивным и регрессивным фазам циклов III и IV порядков или их частям. Нефтегазоматеринские горизонты иногда захватывают и инундационные уровни циклов V порядка, очень редко инундационные уровни циклов IV порядка (на платформе это встречено только в кривоульском ярусе O_2); индундационные и эмерсивные парагенерации циклов III, да в целом и IV, порядка практически не обогащены сингенетичным ОБ.

К трансгрессивным, обогащенным ОБ парагенерациям, кроме упомянутой ранее хатыспытской свиты (V_1) Оленекского поднятия, относятся аргиллитовые пачки нижнемотской подсвиты (V_{1-2}), большая часть объема верхнемотской подсвиты ($V_2-\epsilon_1$) и ее аналогов, нижняя часть чопкотинской (суханской) свиты (ϵ_3), глинисто-карбонатная толща (O_{2-3}), граптолитовые сланцы S_{11} (мойероканский горизонт), юктинская свита живетского яруса (D_2).

В качестве регрессивных, обогащенных ОБ парагенераций выделяются сероцветные аргиллитовые и глинисто-карбонатные пачки среднемотской подсвиты (V_2), куонамская свита (ϵ_{1-2}), туринская свита верхней части (ϵ_3) разреза Туринской опорной скважины, сероцветная глинисто-доломитовая толща (S_2) и верхняя часть каларгонской свиты (D_3). Среди нефтегазосодержащих горизонтов к трансгрессивным парагенерациям, кроме уже упомянутого верхневилочанского песчаного горизонта (V_1), относятся также боханский, шамановский, парфеновский, верхнетирский и преображенский песчаные и песчано-доломитовые горизонты и их аналоги (V_{1-2}). К эмерсивным относится лишь харыстанский (V_2) и байкитский (O_1) нефтегазоносные горизонты. Инундационным фазам развития циклов соответствуют нефтегазоносные горизонты карбонатного, преимущественно доломитового состава — туркутский (V_1), усть-кутский (ϵ_1), осинский (ϵ_1), христофоровский (ϵ_1), биркинский (ϵ_1) и их аналоги, известняково-оолитовые пачки усть-пелядкинской и чукукской свит (ϵ_3), доломиты венлокского яруса S_1 и каларганской свиты D_3 . Изменения во времени литолого-геохимического состава парагенераций, степени их соответствия тем или иным фазам циклов разных порядков, флуктуации площадного развития, мощности, масштабов нефтегазоносности отражают направленность развития осадочного чехла Сибирской платформы — в данном случае в течение гомогенного этапа.

Стадийно-циклический анализ формаций и их нефтегазоносности позволяет прогнозировать уровни нефтегазогенерации и возможной нефтегазоносности в разрезе малоизученных районов Сибирской платформы.

Баженова Т. К. Об уровнях организации вещества при процессах нефтегазообразования // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. 4-го Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 59.

Баженова Т. К., Ипатов Ю. И., Шуменкова Ю. М. Этапы развития мегабассейна и онтогенетическая эволюция нафтидов // Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983. С. 132—137.

Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 232 с.

Драгунов В. И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973. 24 с.
Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности. Л.: Недра, 1981. 211 с.

УДК 553.982. 23. 051/052 (470—13)

В. А. Гроссгейм, **О. В. Бескровная**

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ
И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ В СВЯЗИ
С ПОИСКАМИ ЛОВУШЕК ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО
И СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ТИПОВ
(НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ
НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ)**

В основу настоящей статьи положены материалы по изучению терригенных формаций среднедевонско-нижнефранского комплекса, а также ниже-средневизейского и верхнепермского комплексов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

Началу раннегерцинского этапа здесь отвечают отложения терригенной формации, входящие в состав среднедевонско-нижнефранского комплекса и залегающие с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих породах, возраст которых меняется от рифейского до раннедевонского. Осадки накапливались в процессе денудации сохранившегося от предыдущего этапа резко выраженного рельефа, т. е. заполняли в основном впадины. Это нашло отражение в формационном разнообразии осадков и значительном изменении их мощностей: от 500 м на Колвинском мегавале до 1000 м в пределах Малоземельско-Колгуевской моноклинали и более чем до 1000 м в Предуральском краевом прогибе.

Со среднедевонской эпохой связана трансгрессия моря, которая захватила всю территорию провинции. Тиман в это время в значительной своей части оставался сушей, хотя и имел гораздо меньшие размеры, чем современное Тиманское складчатое сооружение. С этого, вероятно, наиболее выраженного в рельефе поднятия стекали в разных направлениях реки, из которых самой крупной была пра-Ярега. Ее долина располагалась в гребне между поднятием Четласского камня и более восточным, также приподнятым блоком. Осадки рассматриваемого комплекса характеризуются чередованием более или менее грубых образований, вытянутых параллельно руслу древней водной артерии [Бескровная и др., 1984]. На течение в южном направлении указывает ориентировка косослойчатых текстур (рис. 1).

Часть выявленных к настоящему времени залежей нефти связана непосредственно с пра-Ярегой (Нижнечутинское, Чибьюское и Ярегское место-

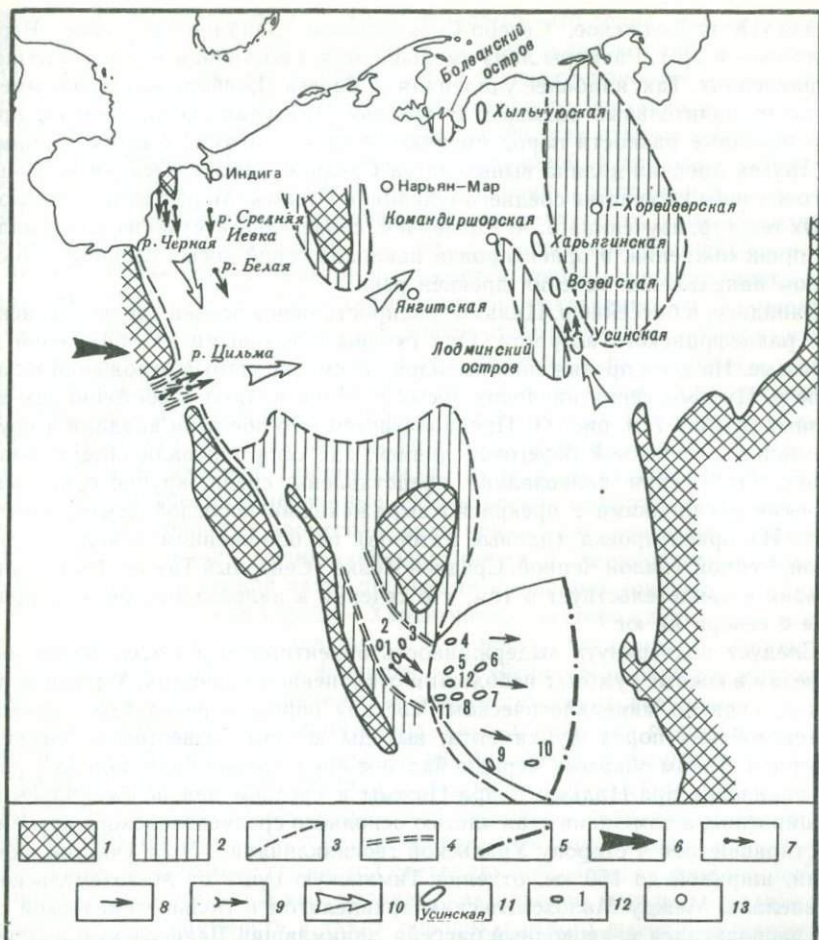


Рис. 1. Схема палеоречных течений (потоков) в среднедевонскую эпоху (Тимано-Печорская провинция)

1— возвышенности; 2— суша; 3—5— границы: 3— предполагаемой суши, 4— долин, 5— предполагаемой дельты; 6—10— направление: 6— сноса, 7— ориентировки косой слоистости, 8— палеоречных течений, 9— флюидов, определенное по ориентированному керну, 10— потоков; 11— площади и их названия; 12— ловушки и их номера: 1— Ярегская, 2— Нижне-Янгитская, 3— Чибьюская, 4— Западно-Тэбукская, 5— Сосновская, 6— Кушкодская, 7— Нижнеомринская, 8— Верхнеомринская, 9— Зеленецкая, 10— Джебольская, 11— Седьюльская, 12— Войвожская; 13— скважины

рождения), а большинство залежей нефти и газа — с ее аванделтой (Тэбукское, Нижне-Верхнеомринское, Сосновское, Джебольское, Войвожское, Зеленецкое и др.). Ярегская залежь является стратиграфической. Ловушка сложена дельтовыми песками. По мере удаления от береговой линии песчанность разрезов уменьшается, сплошные пласты песчаных пород уже не наблюдаются, а преобладают песчаные линзы разной величины, залегающие среди глин. Именно эти песчаные линзы и являются ловушками литологически замкнутого типа, к которым приурочены многочисленные залежи нефти

и газа (Куш-Коджское, Северо-Седьольское, Западно-Тэбукское, Верхнеодесское и др.). Размеры линз уменьшаются в восточном и юго-восточном направлениях. Так, наиболее удаленная от берега Джебольская линза имеет самые незначительные размеры. В сторону Предуральского краевого прогиба песчаные разности пород сменяются алеволитами, а затем глинами.

Другая древняя долина выявлена на Среднем Тимане. Осадки ее лучше всего изучены на участке среднего течения р. Пижмы. Морфология косослойчатых текстур, изученная Б. А. Яцкевичем, свидетельствует об их аллювиальном происхождении, а ориентировка наклонов серий косых слоев — о северном направлении течения древней реки.

Западнее, в бассейне р. Цильмы, распространены осадки среднедевонского и раннефранского возраста. Они сходны с таковыми из обнажений по р. Пижме. На всем протяжении выходов рассматриваемых отложений в бассейне р. Цильмы серии наклонов косых слоев падают в восточно-юго-восточных румбах (см. рис. 1). Предполагается, что обе реки впадали в крупный залив со сложной береговой линией, где сформировали общую авандельту. Отложения палеозалива представлены средне-крупнозернистыми рыхлыми песчаниками с прекрасно выраженными косослойчатыми текстурами. Их ориентировка (данные авторов) по обнажениям в долинах рек Белой, Черной, Малой Черной, Средней Иевки (Северный Тиман) очень однообразна и свидетельствует о том, что течения в палеозаливе были направлены с севера на юг.

Следует подчеркнуть выдержанность ориентировок по всем изученным разрезам в южные румбы, с небольшим отклонением на восток. Материал поступал, судя по минералогическому составу пород, в результате размыва протерозойских пород фундамента, выходы которых известны в бассейне р. Черной. Таким образом, меридиональное простираие палеозалива в районе авандельт пра-Цильмы и пра-Пижмы в среднем девоне сменилось на субширотное, а сам залив стал частью основного среднедевонского водоема, простиравшегося в сторону Уральской геосинклиналии. Этот участок акватории, шириной до 150 км, отделял Тиманскую сушу от Малоземельского архипелага. Между Малоземельским архипелагом и Большеземельской суши располагался мелководный бассейн, занимавший Денисовскую впадину и примыкавшую к ней Колвинскую зону. Для этого времени обособляются Лодминский и Болванский острова. Коротайхинская впадина, расположенная восточнее Большеземельской суши, была занята морем, причем терригенные осадки, преобладавшие на западе, сменялись к востоку, в пределах Уральского моря, карбонатными. Раннефранская трансгрессия привела к расширению северного бассейна осадконакопления, и уже в кыновское время была сформирована мощная региональная глинистая покрывка, а также возникла обширная зона выклинивания, с которой связаны ловушки литологического типа. Положение этой зоны в настоящее время уточняется благодаря палеогеографическим, литологическим, геофизическим построениям и данным бурения.

В северных районах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции наибольший интерес для поисков нефти и газа представляет зона стратиграфического выклинивания среднедевонских терригенных отложений под несогласно перекрывающим их кыновским экраном в районе Усино-Возейского месторождения нефти. Детальные исследования, проведенные в этом районе, позволили авторам настоящей работы установить различные гидродинами-

ческие режимы накопления осадков: оказалось, что зерна, имеющие максимальный размер, тяготеют к современным осям складок, наибольшие значения модальных и средних размеров зерен отвечают наиболее возвышенным частям древнего рельефа в пределах Колвинского мегавала и т. д.

Возможности переноса и отложения частиц, как отмечает Г. А. Каледа [1984], контролируются не тектоникой как таковой, а динамикой среды седиментации, определяемой соотношением глубин и уклонами дна водоема. Наиболее информативным показателем энергетических уровней динамических сил среды седиментации нам представляется коэффициент вариации. В этом безразмерном параметре выражается степень турбулентности течений, действовавших в среде седиментации, независимо от размерности осадков. Оказалось, что осадки с хорошей отсортированностью приурочены к наиболее повышенным частям рельефа Колвинского мегавала. Рельеф дна бассейна седиментации оказал влияние на распределение коэффициента асимметрии, величина которого определяется соотношением крупных и тонких фракций осадка. Последнее позволило выявить зоны повышенной и пониженной глинизации, а также зоны отсутствия глинистого цемента. В дальнейшем первичные коллекторские свойства изменились под воздействием вторичных процессов: уплотнения, кальцитизации, каолинитизации, выщелачивания, трещинообразования и т. д. Эти процессы обусловили возникновение в северной части провинции вторичных ловушек, связанных: 1) с зонами уплотнения пород — Харьягинское месторождение — литологическая (эпигенетическая) ловушка и 2) с зонами внедрения в слабопроницаемые породы агрессивных флюидов — Грубешор-Пашшорское месторождение — литологическая (наложенно-эпигенетическая) ловушка.

Высокая степень уплотнения пород, характерная для рассматриваемого комплекса, позволяет условно предположить наличие литологической ловушки трещинно-эпигенетического типа на Хыльчующей площади. Именно здесь существовал в эпоху осадконакопления застойный гидродинамический режим, что обусловило плохую отсортированность терригенного материала и повышенное содержание глинистой составляющей. Трещиноватость, наблюдающаяся в рассматриваемых породах, как правило, связана с разломами. Трещинная проницаемость в таких породах намного выше межзерновой и составляет 2—12 мД против 0,001—1,46 мД. Таким образом, сложное строение рассматриваемых отложений обусловлено чередованием в разрезе песчаных, алевролитовых и алевролитово-глинистых пачек и пластов.

Зона выклинивания данного коллекторского комплекса проходит по северному крылу Большесынинской впадины, вдоль юго-западного крыла Лодминского вала и по юго-восточному крылу Лайского вала. В районе Лайско-Лодминского вала перспективными могут оказаться зоны стратиграфического выклинивания близ площади Командиршор. Выклинивание происходит на север, а по всему среднедевонскому комплексу — в направлении Бодванского выступа фундамента. Зона огибает Командиршорскую структуру и выклинивается вдоль западного крыла Колвинского мегавала, затем она проходит близ Усинского и Возейского поднятий и вдоль восточного склона Колвинского мегавала в сторону Печорского моря. На северо-востоке провинции зона выклинивания предполагается на восточном борту Косью-Роговской и западном борту Кортаихинской впадин.

В среднедевонско-раннефранское время терригенный материал поступал в Тимано-Печорскую нефтегазоносную провинцию и разносился в бассейне

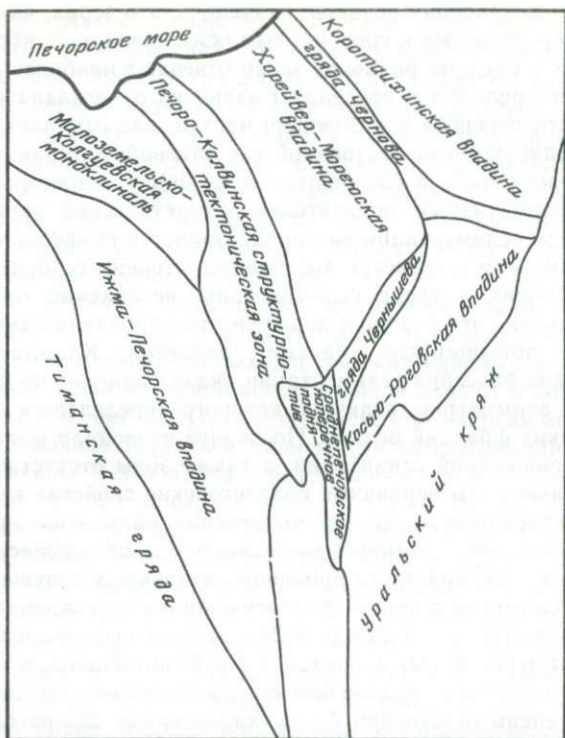


Рис. 2. Схема тектонического районирования Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

в трех направлениях: от Тимана к Денисовскому прогибу, от Тимана к Яреге и далее на восток к Уралу, вдоль Колвинского мегавала (см. рис. 1). В этих же направлениях происходило погружение дна бассейна седиментации.

Терригенные формации ниже-средневизейского комплекса отвечают начальным проявлениям среднегерцинского тектогенеза. Данный комплекс отличается от предшествующего небольшим стратиграфическим объемом, преимущественно малыми мощностями, простотой геологического строения. В типовых разрезах преобладает неравномерное переслаивание алевритово-песчаниковых и глинистых пачек, местами с прослоями углей, железных руд и известняков.

Породы этого комплекса распространены в южных и северо-западных районах рассматриваемой провинции. Его отсутствие на западе Ижма-Печорской впадины, в Хорейверской впадине и на юге Колвинского мегавала связано с предпоздневизейским размывом (рис. 2). По данным А. А. Султанаева [1979], в восточном и северо-восточном направлениях в составе комплекса быстро уменьшается количество и мощность песчаниковых пластов, становится больше глин и известняков (Большая Сыня, Кожим, Кочмес). Основная масса обломочного материала, аккумуляровавшегося в Джебольской, Вангырской и Мореюской впадинах, поступала с запада и с северо-запада, т. е. со стороны Тимана и северо-западной части акватории современ-

ного Баренцева моря. Размыву подвергались среднедевонско-нижне-франские отложения.

Наибольший интерес с точки зрения нефтегазоносности и обнаружения залежей в ловушках структурно-литологического и структурно-стратиграфического типов представляет Джебольская палеовпадина. В ранне-средневизейскую эпоху эта территория входила в состав шельфовой зоны. Наибольшими глубинами, где господствовал более или менее застойный режим осадконакопления, отличалась восточная, наиболее погруженная часть шельфа. Глубины уменьшались в западном направлении. При этом в процессе осадконакопления происходило отступление береговой линии, что должно было способствовать образованию ловушек стратиграфического типа.

Структурно-стратиграфические ловушки тяготеют к Среднепечорской и Печоргородской зонам нефтегазонакопления, их появление обусловлено срезами верхних слоев яснополянского горизонта в эпоху визейской трансгрессии. Пласты-коллекторы несогласно перекрыты яснополянскими, окскими или нижнепермскими отложениями (Среднемьлвинская, Переборская, Худоельская, Югидская и Печоргородская площади).

Ловушки структурно-литологического типа возможны в связи с выклиниванием турнейских песчано-алевритовых пород на склонах палеотеррас, приуроченных к Джебольской зоне нефтегазонакопления (Ягтыдинское, Троицко-Печорское и Джебольское поднятия).

Изучение изменений коэффициента вариации по площади показывает, что рассматриваемые осадки формировались в различных гидродинамических условиях: наибольшей активностью отличалась зона, соответствующая самым высоким гипсометрическим отметкам палеосклона, — Югидская, Аранецкая, Переборская, Савиноборская площади. Вниз по региональному склону выявляется общее уменьшение активности водной среды, что повлекло накопление в большом количестве глинистого материала. Для оценки стабильности условий динамической переработки осадка использовался параметр эксцесса, значения которого варьируют в широких пределах — от $-0,4$ до $+0,8$. Преобладают положительные значения, близкие к нулю, которые отвечают более высоким палеогипсометрическим отметкам и соответственно высокому уровню гидродинамики в среде осадконакопления. Отрицательные значения свидетельствуют о слабой динамике среды. Отсюда напрашивается вывод, что наиболее благоприятные условия для формирования коллекторов существовали в более гидродинамически активных зонах, приуроченных к высоким частям палеосклона, т. е. к восточной части Джебольской впадины (Югидская, Аранецкая, Савиноборская площади).

Динамика осадконакопления в ранне-средневизейское время была более слабой по сравнению со среднедевонской эпохой, что нашло отражение в степени отсортированности терригенного материала, в литологических особенностях и размещении типов ловушек. Так, литологически замкнутые ловушки в рассматриваемых отложениях практически отсутствуют.

Иные условия существовали в позднепермское время, отвечавшее позднегерцинскому этапу тектогенеза. Формирование верхнепермских терригенных отложений происходило на фоне роста орогенных сооружений в Уральной складчатой области, активных опусканий в Предуральском краевом прогибе и общей регрессии, приведшей к быстрому отступлению моря в за-

падном и северо-западном направлениях. В Предуральском прогибе в континентальных условиях накапливались молассы, представленные сероцветными и пестроцветно-сероцветными породами мощностью до 3000 м. На севере, в пределах Косью-Роговской и Коротаихинской впадин, развита орогенная угленосная, глинисто-песчаная формация, сложенная чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин, с включением мощных угольных пластов. Мощность формации более 2000 м. Западнее распространены сероцветные песчано-глинистые отложения, не содержащие угольных прослоев. Здесь большую роль играет тонкозернистый материал, а мощность отложений не превышает 400 м (район Колвинского мегавала и северной части Денисовской впадины). Еще западнее в разрезе появляются прослои красноцветных глинисто-алевритовых пород.

В целом можно отметить, что процессы накопления рассматриваемых отложений носили циклический характер и связаны в основном с лагунными и дельтовыми обстановками. Образование песчаных пластов происходило в условиях сильноподвижного морского мелководья, подводной части дельты и ее рукавов, а также в условиях прибрежного мелководья заливов и лагун, что находит отражение в неравномерном распространении песчаного материала: количество песчаных пластов и их мощность увеличиваются к северу. Отсутствие верхнепермских отложений на Печоро-Кожвинском вале, грядах Чернова, Чернышева и в Варандей-Адзвинской зоне связано с размывами мезозойского и кайнозойского времени.

Интерес представляют исследования песчаных пород на Возейской, Харьгаинской, Южно-Хыльчюуской и Хыльчюуской структурах Колвинского мегавала. Количество песчаных пластов на этих площадях изменяется от трех до семнадцати, причем наибольшее их количество находится на Харьгаинской и Хыльчюуской площадях. Песчаные пласты имеют здесь полосовидное развитие, характерное для прибрежно-морских обстановок седиментации. Подобные тела как раз и образуют литологически замкнутые ловушки, которые весьма характерны для верхнепермского комплекса. Кратковременные, но обширные трансгрессии моря, с одной стороны, и последующие регрессии — с другой, обусловили размыв и переотложение песчаного материала. Положение палеорек на площади наследовалось, что и обуславливало различное количество полосовидных пластов песчаных пород. Такого типа полосовидные песчаные тела выявлены на Лемьюской, Вельюской и Северо-Вельюской площадях в южной части Ижма-Печорской впадины [Никонов, Головань, 1983], а также на Сандивейской и Вейякской площадях в Хорей-верской впадине. Ширина песчаных полос достигает 3—15 км (Колвинский мегавал). Для них характерны высокие значения пористости (16—29%) и проницаемости (3—475 мД). При этом эффективная суммарная мощность коллекторов изменяется от 2 до 30 м.

От центральных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в сторону Предуральского краевого прогиба коллекторские свойства пород в целом ухудшаются, но все же низкоемки коллекторы еще сохраняются. Основные ловушки нефти и газа в верхнепермской толще находятся в основном в северной части провинции. Здесь развиты горизонты с высокими коллекторскими свойствами, большой мощностью и максимальной площадью распространения. В южных районах мы имеем дело в основном с литологическими ловушками очень незначительных размеров (Лемьюская, Исаковская, Вельюская, Печоргородская, Печорокожвинская).

Вышеприведенные данные позволяют сделать следующие выводы: 1) палеозойские терригенные формации являются перспективными для поисков в них ловушек литологического и стратиграфического типов; 2) литологические ловушки приурочены в основном к дельтовым и лагунным фациям, а также к породам, формировавшимся в условиях сильноподвижного морского мелководья; 3) стратиграфические ловушки приурочены к зонам размыва вышележащих отложений; 4) на формирование ловушек как литологического, так и стратиграфического типа оказали влияние седиментационные факторы, прежде всего динамика среды осадконакопления. Характер отсортированности терригенного материала и распределения зерен позволяет наметить зоны с повышенной и пониженной песчаностью.

ЛИТЕРАТУРА

Бескровная О. В., Геращенко И. Л., Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Новые данные о палеодинамических условиях формирования среднедевонских отложений Ярегского нефтяного месторождения (Тимано-Печорская провинция) // Литология и полез. ископаемые, 1984. № 3. С. 121—127.

Каледа Г. А. Динамика взаимосвязи литогенеза и тектогенеза // 27-й МГК: Литология. Секция 04. Доклады, Москва, 4—14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 92—99.

Крашенинников Г. Ф. Парагенезис полезных ископаемых в осадочных формациях // V Всесоюзный семинар «Формации осадочных бассейнов»: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 55—56.

Никонов Н. И., Головань А. С. Важное направление поисковых работ в верхнепермских отложениях Колвинского мегавала // Геология нефти и газа. 1983 № 1. С. 26—29.

Султанаев А. А. Палеотектонические критерии в оценке перспектив нефтегазонасности каменноугольных и пермских отложений // Перспективы нефтегазонасности Тимано-Печорской провинции. Л.: Недра, 1979. с. 27—42.

Шатский Н. С. О движении и развитии земной коры // Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

<i>П. П. Тимофеев.</i> Проблемы изучения осадочных формаций	3
<i>В. В. Семенович.</i> Нефтегазоносные формации — центральный объект изучения осадочно-породных бассейнов	9
<i>В. Н. Холодов.</i> Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения	14
<i>В. Т. Фролов.</i> Тожественны ли океанские и геосинклинальные формации?	37
<i>Ю. К. Бурлин, В. С. Лямин.</i> Геологические нефтегазоносные формации как природные системы	44

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

<i>Н. Н. Верзилин.</i> Биохимическая концепция образования и эволюции аридных красноцветных формаций	52
<i>Н. Н. Бакун, Г. А. Каледа, О. В. Снегирева.</i> Сравнительный анализ этапов формирования и особенностей нефтегазоносности красноцветных терригенных формаций	61
<i>Б. П. Назаревич, И. А. Назаревич, Н. И. Швыдко.</i> Ногайская (верхний триас) вулканогенно-осадочная формация Восточного Предкавказья — состав, строение и взаимоотношения с до- и посленогайскими вулканитами	67
<i>Е. Е. Карнюшина.</i> Вторичные преобразования вулканогенно-осадочных пород нефтегазоносных формаций	86
<i>Н. С. Окнова, Г. Ф. Рожков, Ю. Н. Любина.</i> Палеогеографические условия формирования терригенных нефтегазоносных отложений палеозоя Тимано-Печорской провинции	98
<i>Н. И. Бойко, Е. М. Пушкарский, В. И. Седлецкий.</i> Триасовые карбонатные формации Западного Предкавказья	104
<i>В. Е. Архипов, М. К. Иванов.</i> Особенности строения и катагенетической преобразованности кайнозойских отложений о-ва Карагинского и п-ова Озерного (Восточная Камчатка)	114
<i>Б. В. Полянский.</i> К проблеме сочленения Гондваны и Евразии	120
<i>И. И. Бебешев, Ю. В. Макаров.</i> Палеогеография Афгано-Таджикской депрессии в юрское время	133
<i>В. В. Ведерников.</i> Условия формирования средне-верхнеюрских пестроцветных отложений Ферганы	145

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ФОРМАЦИИ БАССЕЙНОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

<i>П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев.</i> Мезозойская и кайнозойская история осадочного чехла Атлантического океана	158
---	-----

Ю. К. Бурлин, Н. А. Крылов, Л. И. Лебедев. Осадочные формации континентальных окраин и их нефтегазоносность	176
А. И. Конюхов. Особенности состава позднечетвертичных осадков в зонах перехода от континента к океану	182
Ф. А. Щербаков, А. А. Чистяков. Турбидитные формации современных материковых подножий	196
О. В. Горбачев, Н. А. Созинов. Углеродистые отложения древних континентальных окраин (геохимические особенности, формационные типы, эволюция)	203

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

А. А. Геодекия, А. Забанбарк. Нефтегазоносность карбонатных и терригенных толщ осадочно-породных бассейнов континентальных окраин	213
С. С. Эллерн. Формации и их влияние на распределение нефтегазоносных территорий на древних платформах Лавразии	216
Т. К. Баженова. Формационно-циклический анализ отложений венда — палеозоя Сибирской платформы и нефтегазоносность	226
<u>В. А. Гроссгейм</u> , О. В. Бескровная. Палеозойские терригенные формации и их нефтегазоносность в связи с поисками ловушек литологического и стратиграфического типов (на примере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции)	232

Тимофеев П. П. **Проблемы изучения осадочных формаций** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3—9.

Статья посвящена проблемам и задачам, стоящим перед исследователями при изучении осадочных формаций. Под формацией следует понимать естественный, парагенетически связанный местом и условиями образования крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченных к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующих определенной стадии геотектонического развития. Механизм образования и облик осадочных формаций определяют палеогеотектоника (палеоструктура и ее геотектонический режим), палеогеография (фашии, ландшафты), палеоклимат (гумидный, аридный и др.) и вещество (минеральное, органическое и вулканическое), поступающее в бассейн седиментации.

Табл. 1.

УДК 552.5+552.578.061.32

Семенович В. В. **Нефтегазоносные формации — центральный объект изучения осадочно-породных бассейнов** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 9—14.

Всестороннее изучение формаций необходимо для понимания процессов генезиса нефти и газа, условий формирования и закономерностей размещения их скоплений. Особенно важно изучение терригенных и карбонатных формаций. Только комплексные исследования с последующим составлением обобщающих карт и других графических документов способны раскрыть историю осадочных формаций и онтогенез заключенных в них углеводородных систем.

УДК 553.434:552.144

Холодов В. Н. **Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 14—37.

В статье показано, что со стадией седиментации и отложениях красноцветных карбонатных формаций связаны условия, стимулирующие катагенетическое стратиформное рудообразование Cu—Pb—Zn и других металлов. К их числу принадлежит широкое развитие эвапоритов и граувакк, обуславливающее формирование металлоносных рассолов, а также образование «черных» сланцев, залежей нефти и газа и скоплений сероводорода.

В результате развития элизионных процессов или в случае тектонической активизации на стадии катагенеза в красноцветных толщах возникают стратиформные залежи самых разнообразных сульфидов, нередко имеющих промышленное значение.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 131 назв.

УДК 551.305.1.352.46.0

Фролов В. Т. **Тожественны ли океанские и геосинклинальные формации?** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 37—44.

Сопоставление формаций и формационных рядов основных структурных элементов земной коры — объективный и надежный метод выяснения степени их генетической близости. Геосинклинальные формации палеозоя и мезозой-кайнозоя Урала, Кавказа, Курильских и Командорских островов резко отличаются от океанских по мощности (на два-три порядка), форме в плане, внутренней структуре, петрохимическим и геохимическим типам вулканитов, многим генетическим типам отложений, их парагенетическим ассоциациям и другим важнейшим признакам. Это не позволяет принять широко распространенное мнение, что геосинклинали проходили океаническую стадию и что геосинклинали и океаны — синонимы. Геосинклинали могут быть лишь частями океанов (краевыми), но нередко они не имеют к ним отношения.

Табл. 1. Библиогр. 15 назв.

Бурлин Ю. К., Лямин В. С. **Геологические нефтегазоносные формации как природные системы** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 44—51.

Проведен структурно-системный анализ нефтегазоносных осадочных формаций, которыми сложен чехол осадочно-породных бассейнов. Первично нефтегазоносные формации являются составной частью ряда систем, сменяющих друг друга во времени. Вещественное выражение развития предыдущих систем является условием развития последующих. На разных уровнях этого ряда внешние и внутренние системообразующие и управляющие факторы имеют неодинаковое значение, на одних уровнях сильнее сказываются внешние, а на других — внутренние факторы. Система на основе внутренних противоречий существует до определенного предела, после которого развитие может происходить лишь в рамках другой системы, которая возникает на основе двух или нескольких ранее существовавших. Нефтегазоносность возникает как свойство на различных этапах осадочных систем, зависящее от степени их открытости-закрытости и характера влияния внешних или внутренних факторов.

Библиогр. 6 назв.

УДК 551.305.1:551.8:550.7

Верзилин Н. Н. **Биогеохимическая концепция образования и эволюции аридных красноцветных формаций** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 52—60.

Обоснованы представления о том, что уменьшение распространения аридных терригенных красноцветных формаций к концу фанерозоя и отсутствие их накопления в современную эпоху вызваны преимущественно климатическими изменениями, приведшими к сокращению площади крупных внутриконтинентальных водоемов, и эволюцией биосферы. Появление и широкое распространение растительного покрова на суше выразилось в увеличении привноса в водоемы аридных зон растворенного калия, повышавшего их биологическую продуктивность, и аллохтонного ОВ. Оба процесса способствовали возрастанию количества захоронявшегося в осадках ОВ и уменьшению щелочности среды осадконакопления, что было неблагоприятно для образования красноцветных формаций.

Библиогр. 32 назв.

УДК 551.31:553.98

Бакун Н. Н., Каледа Г. А., Снегирева О. В. **Сравнительный анализ этапов формирования и особенностей нефтегазоносности красноцветных терригенных формаций** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 61—66.

Впервые выделены три основных типа красноцветных терригенных формаций, каждый из которых характеризуется определенным пространственным развитием пород-коллекторов, флюидоупоров и т. д. Показано, что нефтегазоносность этих формаций определяется в основном соотношениями с ниже- и вышележащими и латерально замещающими их осадочными комплексами, которые содержат нефтегазопроизводящие породы.

Библиогр. 4 назв.

УДК 551.263(470.63+470.67)

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Швыдко Н. И. **Ногайская (верхний триас) вулканогенно-осадочная формация Восточного Предкавказья — состав, строение и взаимоотношения с до- и посленогайскими вулканитами** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 67—86.

В статье показано, что верхнетриасовая вулканогенно-осадочная толща Восточного Предкавказья обладает чертами обособленного, генетически индивидуализированного тела — формации. Эта ногайская вулканогенно-

осадочная формация служит вещественным выражением крупного тектоно-седиментационного этапа, характеризовавшегося интенсивным эффузивным магматизмом. Рассмотрены особенности состава и строения формации, обосновано выделение трех типов разрезов и подразделение их на ряд подтипов, отвечающих областям с различной направленностью характера вулканической деятельности и терригенной седиментации. Впервые показано, что ногайская эпоха вулканизма явилась лишь одной из фаз мезозойского, главным образом триасового, магматизма, проявлявшихся с различной интенсивностью в эффузивной и интрузивной формах. Установлено проявление двух фаз доногайского (оленеской и анизийской) вулканизма и двух фаз посленогайского (позднетриасово-раннеюрской интрузивной и позднетриасово-ранне меловой? интрузивно-эффузивной) магматизма.

Ил. 5. Библиофр. 15 назв.

УДК 551.263.06:552.333.8:553.98

Карнюшина Е. Е. Вторичные преобразования вулканогенно-осадочных пород нефтегазоносных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 86—98.

В статье рассмотрено образование постседиментационных породообразующих компонентов: диагенетических карбонатов, различных модификаций кремнезема, глинистых минералов и цеолитов в зоне катагенеза и новообразованиях наложенных процессов, оказывающих существенное влияние на физические свойства вулканогенно-осадочных пород нефтегазоносных формаций.

Табл. 1. Ил. 3. Библиофр. 30 назв.

УДК 551.263.036:553.98(470.13)

Окнова Н. С., Рожков Г. Ф., Любина Ю. Н. Палеогеографические условия формирования терригенных нефтегазоносных отложений палеозоя Тимано-Печорской провинции // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 98—103.

В статье рассматриваются этапы развития Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции в палеозое и палеогеография эпох образования среднедевонско-нижнефранской, ниже-средневизейской и верхнепермской нефтегазоносных формаций. Установлено широкое развитие на рассматриваемой территории прибрежно-морских и дельтовых отложений, благоприятных для формирования ловушек углеводородов.

Ил. 3. Библиофр. 5 назв.

УДК 552.5:551.761(470.62)

Бойко Н. И., Пушкарский Е. М., Седлецкий В. И. Триасовые карбонатные формации Западного Предкавказья // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 104—114.

На основании детальных исследований и обобщения имеющегося геологического материала среди триасовых карбонатных формаций Западного Предкавказья выделены закономерные ряды последовательно сменяющихся фациальных комплексов и определены зоны интенсивного биогермообразования, представляющие большой интерес с точки зрения выяснения условий осадкообразования, а также поисков нефти и газа.

Ил. 2. Библиофр. 13 назв.

УДК. 553.98:551.77(571.66)

Архипов В. Е., Иванов М. К. Особенности строения и катагенетической преобразованности кайнозойских отложений о-ва Карагинского и п-ова Озерного (Восточная Камчатка) // Формации осадочных бассейнов М.: Наука, 1986. С. 114—120.

Изучение строения кайнозойских отложений берингоморской окраины Камчатки показало, что они представляют собой серию линзовидных тел. Максимальные мощности отдельных линз смещены друг относительно друга

в плане, что часто приводило к завышению суммарной мощности разрезов. Подобная интерпретация строения кайнозойских толщ объясняет незначительные расхождения в уровнях катагенетической преобразованности между миоценовыми и палеогеновыми отложениями.

Ил. 3. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.242.3(235.211)

Полянский Б. В. **К проблеме сочленения Гондваны и Евразии // Формации осадочных бассейнов.** М.: Наука, 1986. С. 120—133.

Изучение терригенно-минеральных ассоциаций триасово-юрских отложений северного и юго-восточного бортов Афгано-Таджикской депрессии позволяет говорить о позднеюрском времени сближения северных блоков Гондваны с южной окраиной Евразии. Палеогеографические реконструкции, выполненные для позднего триаса и начала поздней юры, сделаны на приближенной палинстатической основе и дают представление о развитии палеоландшафтов в рассматриваемом регионе.

Ил. 6. Библиогр. 17 назв.

УДК 551.8.552:552.14

Бebeshev И. И., Макаров Ю. В. **Палеогеография Афгано-Таджикской депрессии в юрское время // Формации осадочных бассейнов.** М.: Наука, 1986. С. 133—144.

Юрские отложения широко распространены на юге Средней Азии и выходят на поверхность в горном обрамлении Афгано-Таджикской депрессии (Гиссар, Дарваз). Они представлены терригенными, угленосными, карбонатными, сульфатными и галогенными образованиями аллювиально-озерно-болотного, озерно-болотного, прибрежно-морского и морского генезиса. Расчленение разрезов на основе выделения циклов разного масштаба позволило провести их корреляцию. Рассмотрены характер доюрского рельефа, особенности осадконакопления в условиях постепенного изменения климата от влажного гумидного до жаркого аридного и изменение палеоландшафтов в течение пяти крупных этапов (лейас—аален, аален—байос, байос—бат, келловей—оксфорд, кимеридж—титон). Исходя из аналогии строения юрских отложений и развития рассматриваемого региона и Амударьинской синеклизы дается общая оценка распределения пород-коллекторов и нефтегазопроизводящих толщ.

Ил. 1. Библиогр. 32 назв.

УДК 551.762.2+551.762.3(575)

Ведерников В. В. **Условия формирования средне-верхнеюрских пестроцветных отложений Ферганы // Формации осадочных бассейнов.** М.: Наука, 1986. С. 145—157.

Детально охарактеризован генезис средне-верхнеюрских пестроцветов Ферганской впадины. Показаны эволюция ландшафтов и влияние климата на состав и условия накопления осадков.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 24 назв.

УДК 552.5:552.14

Тимофеев П. П., Еремеев В. В. **Мезозойская и кайнозойская история осадочного чехла Атлантического океана // Формации осадочных бассейнов.** М.: Наука. 1986. С. 158—176.

Изучение первичных генетических признаков пород в керне глубоководного бурения позволило выявить различные фацис и макрофацис в пределах осадочного чехла Атлантического океана. Анализ распределения их в разрезе и на площади дает возможность восстановить историю осадочного чехла в мезозое и кайнозое. Установлено, что в юрское время в пределах развивающегося

океана существовали остаточные осолоняющиеся озерные водоемы. В начале раннемелового времени существовали мелководные моря с сетью заливов и лагун, в апте и альбе в морских водоемах формировались подводные дельты, в апикальных частях которых накапливалось органическое вещество.

Ил. 7. Библиогр. 4 назв.

УДК 553.98

Бурлин Ю. К., Крылов Н. А., Лебедев Л. И. Осадочные формации континентальных окраин и их нефтегазоносность // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 176—182.

Рассмотрены переходные зоны океан—континент как области геодинамических противоречий, порождающие высокую контрастность процессов тектогенеза. В соответствии со стадийностью развития разных типов окраин рассмотрены ряды осадочных формаций. Выделены формации, характеризующиеся преимущественной нефте- или газоносностью в различных условиях. Подчеркнуто возрастное и формационное различие нефтегазоносных толщ активных и пассивных окраин.

Библиогр. 15 назв.

УДК 552.53:550.4

Конюхов А. И. Особенности состава позднечетвертичных осадков в зонах перехода от континента к океану // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 182—196.

В работе описываются закономерности накопления осадков различного состава на материковых окраинах с пассивным и активным тектоническим режимом, в том числе на окраинах пенепленизированных кратонов, эпиплатформенных орогенных сооружений, авлакогенов и др. Показано, что наиболее характерным типом терригенных осадочных образований на современных пассивных окраинах являются аркозовые и субаркозовые осадки. На окраинах невадийского типа накапливаются преимущественно полимиктовые, в том числе аркозово-граувакковые, пески и алевроиты, в то время как с окраинами андийского типа связаны аркозовые кластические осадки с преобладанием плагиоклазов. Описаны различные типы карбонатных и кремнистых образований, распространенных в зонах перехода от континентов к океану различного типа. Охарактеризованы аутигенные процессы в осадках шельфа, континентального склона и его подножия.

Ил. 8. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.461.351

Шербаков Ф. А., Чистяков А. А. Турбидитные формации современных материковых подножий // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 196—203.

В статье рассматриваются условия формирования осадочных толщ материковых подножий в связи с накоплением осадков, переносимых высокоплотностными потоками и оползнями.

Ил. 3. Библиогр. 7 назв.

УДК 550.42:552.57:551.352

Горбачев О. В., Созинов Н. А. Углеродистые отложения древних континентальных окраин (геохимические особенности, формационные типы, эволюция) // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 203—212.

Рассмотрены вариации геохимического состава пород черносланцевых толщ в зависимости от локализации в пределах профиля континент—шельф—подводный склон. На основе анализа геохимических и структурно-формационных особенностей углеродистых отложений древних континентальных окраин Лавразии показаны черты сходства и различий окраин североамериканского

и центральноазиатского типов. Намечены пути эволюции углеродистых формаций континентальных окраин протоконтинентов во времени и связи этапов их формирования с глобальными эпохами и фазами эпиконтинентального рифтогенеза.

Ил. 6. Библиогр. 27 назв.

УДК 578.2

Геодекян А. А., Забанбарк А. **Нефтегазоносность карбонатных и терригенных толщ осадочно-породных бассейнов континентальных окраин** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 213—216.

Извлекаемые запасы углеводородов в недрах шельфов Мирового океана, привязанные к определенным стратиграфическим интервалам, в настоящее время размещены в основном в двух литологических разностях — терригенных и карбонатных. Терригенные коллекторы имеют повсеместное распространение на континентальных окраинах Мирового океана. Что же касается карбонатных коллекторов, то они встречаются преимущественно в районах, где развиты мощные рифогенные толщи. С ними связаны в основном гигантские или супергигантские скопления нефти и газа.

Табл. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 551.51:551.26:553.98

Эллерн С. С. **Формации и их влияние на распределение нефтегазоносных территорий на древних платформах Лавразии** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 216—226.

В статье рассматривается положение нефтегазоносных поясов на древних лавразийских платформах. Подчеркивается, что расположение этих поясов определяется структурно-формационной эволюцией платформ или их отдельных частей в конкретных тектонических циклах, достоверно устанавливаемых в окружающих платформу подвижных поясах. Поэтому нефтегазоносные пояса тяготеют к периферийным частям платформ и подчиняются не контурам элементов, определяющих их современный структурный план, а контурам структурно-формационных зон, образовавшихся в прежних тектонических циклах. В истории платформ выделяются три стадии, от которых остались структурно-формационные зоны: начальная — рифтовая, средняя — прогибов некомпенсированного типа и связанных с ними компенсационных поднятий и конечная — компенсационных прогибов и впадин. Нефтегазоносные пояса пространственно связаны с районами совпадения всех трех зон формаций, составляющих «тройное вертикальное сочленение» («триаду»). Отсутствие той или иной группы формаций делает территории малоперспективными в отношении нефтегазоносности.

Ил. 3. Библиогр. 27 назв.

УДК 551.263.1:551.71/.72/.73+553.98(571.5)

Баженова Т. К. **Формационно-циклический анализ отложений венда — палеозоя Сибирской платформы и нефтегазоносность** // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 226—232.

В истории домезозойского мегабассейна Сибирской платформы выделено три этапа: авлакогенный (рифейский), гомогенный (вендско-раннепалеозойский) и гетерогенный (позднепалеозойский—кайнозойский). Основной объем в выполнении осадочно-породного бассейна приходится на образования гомогенного этапа. Изменение во времени доминирующего литолого-геохимического состава парагенераций, степени их соответствия тем или иным фазам циклов разных порядков, ареала латерального развития, мощности, характера нефтегазоносности выражает направленность развития осадочного чехла Сибирской платформы в течение гомогенного этапа развития.

Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

Гроссгейм В. А., Бескровная О. В. Палеозойские терригенные формации и их нефтегазоносность в связи с поисками ловушек литологического и стратиграфического типов (на примере Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции) // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 232—239.

Исследования терригенных пород среднедевонско-раннефранского, ранне-средневизейского и позднепермского возраста позволяет воссоздать палеогеографическую обстановку накопления терригенной палеозойской формации Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Формирование основных залежей (ловушек) связывается с пра-Ярегой и пра-Печорой, их дельтами и аван-дельтами. Выделяются основные ловушки литологически замкнутого типа на юге и ловушки стратиграфического типа на севере Тимано-Печорской провинции. Последние приурочены к зонам размыва и несогласного перекрытия пластов-коллекторов.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

*Утверждено к печати
Межведомственным
литологическим комитетом*

Редактор *А.И. Конюхов*
Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректор *О.А. Разуменко*

Фотонабор выполнен во 2-й типографии
издательства "Наука"

ИБ № 31386

Подписано к печати 16.09.86. Т—15645
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Литературная. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,5+1,3 вкл. Усл.кр.-отт. 16,8
Уч.-изд.л. 22,3. Тираж 950 экз. Тип. зак. 598
Цена 3 р. 60 к

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3р. 60к.

4700