

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ АН СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

# ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА НА КОНТИНЕНТАХ И ОКЕАНАХ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ  
XII ВСЕСОЮЗНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

11-13 ноября, 1981г., Новосибирск

НОВОСИБИРСК—1981

УДК 551.8 : 551.7

Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. - 284 с.

Сборник тезисов докладов к XII Всесоюзному литологическому совещанию состоит из трех частей, соответствующих трем основным проблемам литологии, обсуждаемым на совещании:

1. Развитие осадочного процесса в геологической истории Земли.
2. Принципы выделения и типизации обстановок осадконакопления и породообразования.
3. Эволюция осадочного процесса и формирование полезных ископаемых.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов, изучающих осадочные отложения.

Ответственные редакторы:

академик А.Л.Яншин

д-р геол.-мин.наук И.В.Николаева

Редколлегия: д-р геол.-мин.наук В.И.Бгагов, д-р геол.-мин.наук М.А.Жарков, д-р геол.-мин.наук Ю.П.Казанский, чл.-кор. АН СССР П.П.Тимофеев, д-р геол.-мин.наук В.И.Холодов

# ЧАСТЬ I. РАЗВИТИЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

---

## ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОВ

Б.П.Акульшина ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

1. Относительное количество глинистого вещества в осадочных породах нарастало в процессе развития осадочной оболочки Земли. При этом происходило изменение соотношений в его минеральном составе. Преимущественно гидрослюдистый состав докембрия обогащался хлоритом в раннем палеозое, затем смешанослойными образованиями и монтмориллонитом. В конце палеозоя произошел особенно заметный сдвиг в сторону полиминеральности глинистого вещества.

2. От рифея до мезозоя менялось содержание и соотношение главных химических элементов в глинистом веществе. Величина соотношений алюминий-титан, алюминий-натрий, калий-натрий убывала, количество калия, железа, магния - уменьшалось, натрия - увеличивалось. Процесс убывания или возрастания содержания главных химических компонентов и их соотношения имел колебательный характер.

3. Направленное и периодическое изменение химического состава глинистого вещества в верхнем докембрии и фанерозое согласуется с изменением физико-химических условий и интенсивности химического выветривания, а также состава выветривающихся пород в этом интервале истории Земли. От рифея до мезозоя уменьшалась щелочность среды выветривания аридных эпох. Наиболее щелочные условия выветривания и соответствующая им наибольшая аридизация климата в раннем рифее сменились менее щелочной средой выветривания и семиаридным климатом в мезозое. Понижение щелочности среды выветривания происходило интенсивнее в рифее, слабее - палеозое. Резкие изменения отмечаются на рубежах ранний-средний рифей, вэнд-кембрий, в девоне и перми.

На фоне общего понижения интенсивности химического выветривания в рифее и фанерозое выделяются периоды его усиления: поздний рифей, начало и вторая половина среднего рифея, начало и конец позднего рифея, вторая половина вэнда, конец раннего - нача-

до среднего кембрия, средний, поздний ордовик, средний девон, поздний девон – ранний карбон, поздняя пермь, ранняя, поздняя юра, конец раннего мела.

4. В рассматриваемый интервал истории Земли в глинистом веществе заметно менялось содержание малых элементов. Количество бора увеличивалось в течение рифея и венда и уменьшалось в фанерозое. Направленное изменение в крупных рифейско-вендском и фанерозойском этапах осложнялось колебаниями меньшего порядка. Периодичное изменение величины соотношения бор-галлий соответствует глобальным эвстатическим колебаниям в фанерозое, установленным по площади морей в процентах от общей площади континентальных блоков, а также не противоречит представлениям о значительных глубинах морских бассейнов геологического прошлого. Увеличение содержания бора в глинистом веществе относительно галлия согласуется с талассократическими эпохами, когда существовали максимальные пространства, занятые морем, снижение – с геократическими эпохами или уменьшением площадей морских бассейнов.

Содержание титана, циркония, галлия, хрома, свинца и цинка в течение рифея и фанерозоя уменьшалось; меди – увеличивалось. Этот процесс также имел колебательный характер. Уровни повышенной концентрации титана, циркония, галлия, хрома, свинца, цинка и меди в глинистом веществе коррелируются с уровнями стратиформных рудопроявлений и месторождений свинца, цинка, меди и других элементов.

#### ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО КРАСНОЦВЕТНОГО ПОРОДОБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

А.И.Анатольева ( ИЛСАН СССР, Москва )

I. Очевидна принципиальная возможность накопления континентальных красноцветных отложений на рубеже архея и протерозоя. Именно к этому времени достаточно строго выявлена роль следующих факторов, обусловивших образование таких отложений: а) в атмосфере существовал свободный кислород; б) на стабильных участках земной коры появились первые континентальные ландшафты; в) в условиях преобладания жаркого климата из областей сноса в

бассейны седиментации начать поступать пигментирующий материал.

2. На протяжении длительной геологической истории Земли, охватывающей более 2 млрд. лет, континентальное красноцветное породообразование происходило периодически с варьирующей интенсивностью. Возникшие, соответственно, различные типы красноцветных формаций неравномерно распределены в разрезе осадочной оболочки нашей планеты.

3. Одни красноцветные формации устойчиво сохраняются на различных стратиграфических уровнях; другие прослеживаются в разрезах, отвечающих ранним этапам геологической истории, а затем быстро исчезают, вследствие чего среди более поздних напластований не встречаются; третьи, наоборот, впервые обнаруживаются только в сериях отложений, относящихся к поздним этапам континентального красноцветного породообразования. Соответственно выделяются сквозные, отмирающие и зарождающиеся красноцветные формации. Пример сквозных формаций дают парагенезы красноцветных терригенных пород и медистых песчаников; отмирающих — терригенно-гематитовые красноцветные формации; зарождающихся — эвапоритовые, угленосные и бокситоносные красноцветные формации.

4. Изменение состава типовых формаций свидетельствует об эволюции условий континентальной красноцветной седиментации в геологической истории Земли. Так, например, типичные для докембрия гематитовые формации в поздние этапы палеозойской красноцветной седиментации сменились угле- и бокситоносными формациями, а на рубеже докембрия и кембрия красноцветные образования пополнились эвапоритовыми формациями. Приведенные данные восстанавливают исторический ход породообразования в целом и в дальнейшем должны быть дополнены более детальными разработками, по которым можно будет проследить эволюцию однотипных красноцветных формаций.

5. Сравнение разнотипных красноцветных формаций дает возможность установить закономерности появления и исчезновения не только самих формаций, но и связанных с ними полезных ископаемых. Широко известно, что в красноцветных отложениях встречаются месторождения меди, железа, углей, бокситов, а также солей, гипсов, ангидритов и некоторых других полезных ископаемых. Поэтому даже общая систематика красноцветных формаций и выявление свойственных им признаков существенно важно для практики.

6. Сравнительное изучение разновозрастных формаций и выявление закономерностей их размещения в осадочной оболочке Земли

будет способствовать разработке общей теории, объясняющей причины эволюции континентального красноцветного породообразования,

## ЭВОЛЮЦИЯ ФЛИШЕОБРАЗОВАНИЯ В МЕЗОЗОЕ-КАЙНОЗОЕ

(НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КAVКАЗА)

С.Л.Афанасьев ( ВЭИ, Москва )

Флишевая формация — это ассоциация циклотем с аяксами — двуединными слоями генетически связанных между собой прослоев мелкообломочных (песчаники, алевролиты, первый элемент циклита, I ЭЦ) и тонкообломочных (алевролитистые и песчанистые пелитолиты — глины, мергели, известняки — II ЭЦ) пород с градационной слоичатостью и с гиероглифами в основании слоев I ЭЦ. Генетическая связь определяется наличием положительной корреляции между логарифмами мощности слоев I ЭЦ и II ЭЦ: тонкие прослои I ЭЦ обычно сопровождаются небольшими по мощности слоями II ЭЦ, а крупные слои I ЭЦ — мощными пластами II ЭЦ. Во флишевой формации содержание аяксов составляет не менее 5% от суммарной мощности отложений. Третьим обязательным элементом флишевого циклита (III ЭЦ) является базалевролитистый пелитолит (глина, мергель, известняк), карбонатность которого определяется прежде всего глубиной бассейна седиментации: ниже уровня компенсации кальцит растворяется. Обилие планктонных фораминифер свидетельствует об образовании флиша в морских условиях с нормальной соленостью. Низкая карбонатность альбско-сеноманских и датско-палеоценовых флишевых отложений Южного склона Большого Кавказа и высокая известковистость одновозрастных отложений карбонатной формации Северного Кавказа и Закавказского срединного массива свидетельствует о растворении кальцита во флишевых трогах, глубина которых достигает многих километров. Ведущая роль аяксов — двуединных турбидитных слоев I ЭЦ и II ЭЦ — свидетельствует о крутых склонах флишевых трогов. Одинаковая направленность струйчатых (язычковых) гиероглифов в позднемеловых флишевых формациях Большого Кавказа говорит об однонаправленном постоянно действующем среднеглубинном геострофическом течении, разносившим осадочный материал вдоль трога, что подтверждается хорошей выдержанностью слоев — на сотни километров — вдоль трога. Таким образом, флишевая фор-

мация — это глубоководные морские отложения подножий материковых склонов и желобов — типичные образования перикоеанского типа литогенеза. Наиболее подробно, более чем в трехстах разрезах, нами изучены верхнемеловые флишевые формации; достаточно подробно (десятики разрезов) верхнеюрские, нижнемеловые и палеогеновые; в единичных разрезах детально описаны ниже-среднеюрские и неогеновые отложения Большого Кавказа.

В бассейне р. Самур (Дагестан) ниже-среднеюрские отложения представлены девятикилометровой толщей переслаивающихся черных аргиллитов (40%), песчаников (25%) и алевролитов (25%) с горизонтами обвальных, оползневых брекчий и олистостромов (10%). Флишевые аяксы широко распространены среди среднеюрских отложений и практически отсутствуют в лейасе. Верхнеааленская хечекская (зона Главного хребта) и гепцайская (зона Бокового хребта) свиты также не содержат аяксов, относятся к сланцевой формации и расчленяют среднеюрские отложения на две самостоятельные флишевые формации: ааленскую и верхнеааленско-байосскую. Сланцевая формация бата-кимериджа сменяется на Северо-Западном Кавказе титонско-барриасским карбонатным флишем свит грачевской, бекшейской и амуко. Песчано-глинистая валанжинско-нижнеальбская формация замещается альбско-туронским флишем, который сменяется коньякско-сантонскими отложениями карбонатной формации с преобладанием биогенных пород и продуктов их растворения. Кампанско-среднелютетская флишевая формация является на Большом Кавказе самой крупной и по времени развития (32 млн. лет) и по доле аяксов грубого и тонкого флиша (до 90 в палеоцене). В Сочином районе флишевые отложения мамынской свиты сменяются песчано-глинистой формацией навагинской и хостинской свит. Неогеновые отложения не содержат аяксов за исключением верхнеарматской "червячковой" свиты (Таманский полуостров), где наблюдаются все признаки флишевых образований: аяксы, гиероглифы и т.д.

Таким образом, в мезозое и кайнозое на Большом Кавказе флишевые формации образовывались неоднократно: в аалене, байосе, титоне-барриасе, альбе-туроне, кампане-лутете. Флиш формировался в глубоководных трогах в зонах Бокового и Главного хребтов в юре, в зоне Южного склона и во временных прогибах зоны Главного хребта в мелу и в палеогене.

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД  
ФЛИШЕВОЙ ФОРМАЦИИ КАРПАТ В МЭЗЗОЕ-КАЙНОЗОЕ  
И.М.Афанасьева ( ИГФМ АН УССР, Киев )

Каждый этап развития карпатской геосинклинали характеризуется определенными условиями в областях питания, особенностями гидродинамического режима в период осадкообразования, проявлениями вулканической деятельности.

Эволюция вещественного состава обломочных, глинистых, карбонатных и кремнистых пород дает возможность установить определенные факторы, которые ее контролируют, и оценить их значение применительно к каждой петрографической группе пород. В разновозрастных флишевых отложениях слагающие их петрографические типы пород наблюдаются в различных соотношениях, что отражает различное влияние основных факторов седиментогенеза - геолого-тектонического, гидрохимического и биологического - в разрезе от нижнего мела по олигоцен включительно. В карпатской геосинклинали господствовал процесс терригенного седиментогенеза, который лишь на некоторых участках уступал место вулканогенному или биогенному процессу.

Анализируя состав и характер главнейших терригенных компонентов обломочных пород, можно прийти к выводу о том, что на ранних этапах развития геосинклинали источником терригенного материала служил Мармарошский массив (внешний источник). Начиная с позднего мела все большее значение приобретают внутрибассейновые поднятия. В это же время происходят поднятия в областях сноса другого, северного борта геосинклинали, которые служили поставщиками карбонатной кластики. В завершающие этапы развития геосинклинали (олигоцен) в терригенных породах увеличивается роль обломков ранее отложившихся флишевых пород. Периоды кремне-накопления совпадают с начальным и завершающим этапами флишевого развития геосинклинали. Формирование минерального состава карбонатных пород связано в значительной мере с различными стадиями литогенеза.

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕЗОЕ  
САЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Д.К.Балицкий, Г.Н.Бровков, Г.С.Бучарская, В.М.Ярошевич  
( Красноярское отд-ние СНИИИГТМС )

1. Регион - гетерогенная тектоническая структура, обрамляющая с запада и юго-запада Сибирскую платформу; включает образования карельского, байкальского, каледонского и герцинского этапов тектогенеза. Полициклическое его развитие на протяжении столь длительного отрезка времени позволяет проследить особенности эволюции карбонатонакопления.

2. Карбонатонакопление осуществлялось в геосинклинальных условиях (в мио- и эвгеосинклинальных зонах), на орогенном и платформенном этапах развития и проявилось крайне неравномерно на площади и во времени. По насыщенности карбонатными породами (до 80%) ведущее положение принадлежит разрезам геосинклинальных отложений нижнего протерозоя Восточного Саяна, верхнего рифея Енисейского края, рифея - низов среднего кембрия южной части всего рассматриваемого региона, разрезам платформенных нижнекембрийских отложений Енисейского края и орогенных - силура и эйфельского яруса девона. В геосинклиналях значительные объемы и своеобразие карбонатонакопления отмечаются как в пределах поднятий, стабилизированных блоков (для которых в целом характерен карбонатный тип разреза), так и в более подвижных частях, в шовных зонах, где оно тесно пространственно ассоциирует преимущественно с вулканогенными образованиями. Карбонатные толщи иногда отчетливо знаменуют завершение циклов седиментации (рифей Енисейского края, орогенные комплексы силура и девона).

3. Карбонатные породы различного возраста слагают существенно карбонатные формации или выступают в качестве второстепенных членов формаций, включающих также терригенные, глинистые, кремнистые породы, вулканиты, фосфориты, эвапориты, в том числе высокоуглеродистые разности отложений.

Вверх по разрезу (с максимумом в венде-нижнем кембрии) растет разнообразие карбонатных пород, умножаются и трансформируются их породные связи. Преимущественно в протерозое распространены ассоциации с вулканитами и лидитами; в венде и самых низах нижнего кембрия - ассоциации с доломитами, силицитами (лидитами, спонголитами), вулканитами и фосфоритами, впервые

отмечаются ассоциации с красноцветными отложениями; в девоне появляются ассоциации с эвапоритами.

4. Среди карбонатных пород доминируют кристаллически зернистые биоморфно-обломочные известняки и доломиты. Последние отличаются признаками наиболее мелководных образований. Главные типы карбонатных пород региона и их количественные соотношения демонстрируют приуроченность основной массы темноокрашенных углеродистых разностей кристаллически зернистых известняков и графитистых мраморов к докембрийской части разреза, доломитов (часто водорослевых) — к позднему рифею-венду, археоциатово-эпифитоновых известняков — к раннему кембрию, наиболее разнообразных по составу организмов биогенных известняков — к силуру. При этом протерозойские формации включают наиболее крупные тела хомогенных и криптогенных карбонатных пород, а палеозойские — максимальных размеров массивы карбонатных пород биогенного происхождения.

5. Показательна значительная изменчивость химического состава карбонатных пород по латерали и в разрезе региона, причем намечается зависимость содержания алюмосиликатной примеси от удаленности области сноса и активности тектонического режима, свободного кремнезема — от близости к очагам вулканизма, а соотношений магния и кальция — от сочетания климатического и тектонического факторов и в связи с планетарным изменением режима углекислоты в позднем рифее. Карбонатонакопление лишь в самых общих чертах следовало за эволюцией климатических условий в пределах региона, показывая вместе с тем ряд существенных отклонений. Вверх по разрезу возрастают индикаторные качества карбонатных пород.

Наиболее значительные рубежи в карбонатонакоплении намечаются в позднем рифее, среднем кембрию, силуру и начале девона. В самых общих чертах изменчивость состава карбонатных пород региона во времени отвечает тенденциям, проявившимся на тех же уровнях в глобальных масштабах.

ЗЕМНАЯ АТМОСФЕРА И КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ  
В.И.Братов ( СНИИГТимС, Новосибирск )

Опознанные продукты кор выветривания и в древнейших, и в молодых образованиях литосферы каких-либо принципиальных различий по составу слагающего их первичного материала между собой не имеют. Сейчас известны образования диаспоритов, корундитов и других метаморфизованных продуктов высшего окисления пород в докембрийских толщах трехмиллиардной давности. В отложениях такого же возраста известны и остатки водорослей, которые были способны генерировать кислород фотохимическим путем. Следовательно, уже в глубоком докембрии совершались процессы выветривания горных пород так же, как они совершались и в более поздние этапы геологического развития планеты Земля. Нет никаких оснований полагать, что состав нынешней атмосферы по каким-либо характеристикам существенно отличался от состава древних атмосфер, на что обратил внимание еще В.И.Вернадский.

Земная атмосфера, как известно, состоит в основном из двух газов - азота и кислорода. Незначительную примесь составляет аргон (0,9%), углекислый газ (0,03-0,04%), остальная часть приходится на водород, гелий, криптон, аммиак и др.

По представлениям автора настоящей работы, первый кислород поступил в атмосферу эндогенным путем. В глубокой древности (4,5-4 млрд. лет) этот процесс создал одну из необходимейших предпосылок для появления жизни. Возникшая на несколько более поздних этапах развития Земли растительность, потребляя кислород в меньшем количестве, чем продуцируя его, своей деятельностью поддерживает сложившееся равновесие в атмосфере, очищая воздух от избыточного углекислого газа, поступающего в результате окислительных процессов (дыхание, горение и т.д.) из вулканических очагов.

Изучение истории возникновения и развития атмосферного кислорода показывает, что продуцирование его несколько увеличилось в эпохи морских трансгрессий, усиления базальтоидного магматизма и усиления корообразовательных процессов и, наоборот, эпохи морских регрессий, усиление гранитообразования и спада корообразовательных процессов отвечают эпохам некоторого уменьшения продуцирования кислорода. Все эти процессы отражают об-

щий закон циклического развития материальных систем, выступающий в единстве противоположных процессов созидания и разрушения: восходящая стадия развития со временем сменяется нисходящей.

В сближенных во времени эпохах даже при резкой смене геологических событий (смена талассократических эпох геократическими, и наоборот) абсолютные значения поступления кислорода в атмосферу изменялись всего лишь в пределах 4–5%. Известные ныне коры выветривания и продукты их ближайшего перерождения приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Во многих случаях они служат реперами при корреляции осадочных толщ, во главное, объектом поисков ряда полезных ископаемых. Несмотря на длительную историю изучения процессов выветривания и полезных ископаемых, связанных с экзогенезом, многие их аспекты остаются пока неясными, и, более того, даже не рассмотренными в геологической литературе. Прежде всего это касается роли фотохимических реакций и роли атмосферного азота в преобразовании минерального вещества в поверхностных условиях.

Эксперименты, выполненные в СНИИГТимСе, показали, что при прочих равных условиях дифференциация минерального вещества при участии света происходит значительно активнее, чем без него. Фотохимические реакции, свойственные только экзогенезу, и определяют его принципиальное отличие от эндогенных процессов.

Азотная кислота, постоянно поступающая на земную поверхность вместе с атмосферными осадками, также приводит к разложению и дифференциации минеральных масс.

## СЕРОВОДОРОДОНОСНЫЕ ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Г.А.Беленицкая ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

В разрезе осадочного чехла довольно широко распространены литологические комплексы галогенно-карбонатного состава, резко обогащенные различными соединениями серы. Они сложены мощными толщами карбонатных и галогенных (сульфатно-соляных и сульфатных) пород, занимающих смежное положение или переслаивающихся. Эти комплексы характеризуются аномально высокими абсолютными концентрациями серы в разных валентных и фазовых формах и огромными ее общими запасами и в целом контролируют региональ-

ные геохимические аномалии серы в земной коре. При этом важно нахождение здесь основной массы серы в относительно подвижных и активных формах: сульфатной (сульфатные минералы Ca, K, Na, Mg и др., большинство из которых высоко растворимо) и сульфидной ( $H_2S$  подземных вод, газов, нефтей и др.). Значительная сернистость всех флюидов и особенно присутствие свободного  $H_2S$ , в том числе в виде крупных локализованных скоплений, является общепланетарной специфической чертой карбонатных коллекторов таких комплексов.

Сероводородоносные комплексы установлены во многих крупнейших нефтегазоносных бассейнах земного шара (Амударьинский, Урал-Волжский, Аквитанский, Североморско-Германский, Мексиканского залива, Пермский, Западно-Канадский и др.). Повсеместно для них характерна четкая тектоническая локализация (краевые части платформы, передовые и межгорные прогибы, авлакогены), а также ряд других общих закономерностей глобального, регионального или локального значения (Беленицкая, Гуревич, 1978).

В распределении рассматриваемых комплексов в стратиграфическом разрезе имеется ряд ярко выраженных максимумов, отвечающих максимумам галогенеза ( $C_{1-2}$ ,  $D_{2-3}$ , P, T,  $J_3$ ,  $N_1$ ), сопряженным с мощным карбонатонакоплением.

В настоящее время комплексы такого типа известны лишь среди недислоцированных осадочных толщ фанерозоя. Среди докембрийских в разной степени дислоцированных отложений сколько-нибудь значительных скоплений галогенных пород пока не установлено. Вместе с тем, многие данные приводят к выводу, что и среди этих отложений мощные галогенные толщи ранее тоже присутствовали. Об этом свидетельствует прежде всего довольно широкое распространение в их разрезах разнообразных реликтовых и метаэвапоритовых образований: остаточных фрагментов галогенных толщ разного масштаба (обычно их сульфатных — наиболее устойчивых — составляющих), продуктов их замещения, наиболее часто — образований типа нерастворимого остатка. Особенно важно, что все такого рода образования являются полными аналогами ныне существующих галогенных толщ по своей палеотектонической позиции и положению в формационных и фациальных рядах вмещающих пород (в том числе по характеру ассоциаций с известково-доломитовыми, красноцветными, углеродистыми отложениями, с рядом рудных образований и т.д.). Подтверждением

служат многие косвенные показатели: гидрогеохимические и геохимические аномалии, изотопные, петрохимические и другие данные.

Среди предполагаемых палеоаналогов галогенных формаций часть непосредственно контактирует с мощными карбонатными толщами, причем в последних устанавливаются литолого-фациальные особенности, специфичные для сероводородоносных комплексов фанерозоя. Таким образом, и среди дислоцированных образований на соответствующих этапах тектонического развития территорий, вероятно, имелись галогенно-карбонатные комплексы, характеризовавшиеся закономерностями размещения, сходными с ныне наблюдаемыми, и эти комплексы также контролировали региональные геохимические аномалии серы сульфидной и сульфатной.

Помимо "готового" сероводорода, заключенного в галогенно-карбонатных отложениях, в термодинамических условиях зон магматизма, метаморфизма его мощным источником могли становиться также их сульфатные составляющие (в частности, при их взаимодействии с углеводородами самих комплексов).

Былые галогенно-карбонатные комплексы можно довольно уверенно предполагать на определенных уровнях докембрия, прежде всего среди слабо дислоцированных отложений верхнего докембрия (отдельные палеопргибы шита, юго-запада Восточно-Европейской платформы, Прибайкалья, Приенисейской зоны Сибирской платформы, Южно-Китайской платформы, Северной Монголии, юго-западной, западной и северо-западной Африки и т.п.), а также на двух уровнях раннего протерозоя (Трансваальский массив и Грикваленд в юго-восточной Африке, провинция Онтарио в Канаде и др.).

#### ГЛАВНЕЙШИЕ СОБЫТИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ И ОТРАЖЕНИЕ ИХ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ ОКЕАНОВ

Ю.А.Богданов, А.П.Лисицын ( ИОАН СССР, Москва )

I. Бурение и геофизика показали, что донные отложения в пределах развития океанской коры подстилаются только базальтами особого океанского типа. Их возраст закономерно меняется от срединных хребтов к периферии, где достигает максимальных значений 150-160 млн. лет. Более древних отложений на дне океана не обнаружено. Закономерные изменения возраста свидетельствуют о том, что седиментация идет в водоеме с изменяющимися в ходе времени

размерами, объемами и глубинами. Причина этого - в движении литосферных плит. С процессами спрединга связано и поступление значительных количеств эндогенного вещества в срединных хребтах и вулканизм. Скорость спрединга менялась во времени, что приводило к изменению объема океанских впадин и ряду глобальных трансгрессий. Геодинамика - важнейший фактор, определяющий историю океанской среды, которая записана в осадочной толще. Удаётся выделять две главные стадии развития океанов: эмбриональную и зрелую. На эмбриональной стадии (типа Красного моря) водоемы узкие, замкнутые или полузамкнутые, часто мелководные. Широко развиты условия стагнации, нередко соленакопление. На зрелой стадии седиментация идет в соответствии с климатической, вертикальной, циркумконтинентальной и тектонической зональностью.

2. Изменения скорости спрединга во времени приводили к изменениям объема океана, к глобальным трансгрессиям и регрессиям, они изучены методами сейсмостратиграфии и бурения. Максимальная амплитуда для MZ-KZ составляла около 850-900 м (поднятие до 550 м и опускание до 320-350 м). Выделяются два главных этапа: 1 - от 150 до 29 млн. лет с преимущественно высоким стоянием уровня океана (трансгрессивный) и 2 - от 29 до 0 млн. лет с низким стоянием уровня - регрессивный. На фоне общей тенденции были многократные колебания уровня, причем типично медленное повышение уровня и быстрое, почти мгновенное его понижение. Великие трансгрессии были до 29 млн. лет назад: меловые /до +400 м/, а также / +500 м/, 40 млн. / +400 м/ и 29 млн. / +500 м/. Более поздние подъёмы уровня не превышали +250 м. Колебания уровня вызывали колоссальные перемещения осадочного материала, перестройку всей системы подготовки, транспортировки и отложения материала, стали причиной крупных изменений климата (вместе с движением плит), флоры и фауны, месторождений угля, нефти и других ископаемых. Особенно драматическими были изменения уровня в позднем олигоцене (29 млн. лет назад), когда геологически мгновенно уровень океана с +500 м снизился до -350 м, т.е. изменился на 850 метров.

3. Поступление континентальных частей плит в приполюсные районы, изменение площадей океана и ряд других факторов вызывали значительные изменения климата. Общая тенденция - похолодание начиная со среднего эоцена (45 млн.), которое пришло на

смену теплым условиям МЗ и раннего КЗ. Особенно резкими эти изменения были в умеренной зоне; на экваторе температура не менялась и сохранялась в пределах +25 до +30°C. Записи палеотемпературы расшифровываются для кернов бурения по изотопии кислорода. Они доказывают, что оледенение Антарктиды началось в эоцене, а 38 млн. лет назад ледники достигли берегов океана, началось океанское оледенение, которое достигло максимума 4-5 млн. лет назад. Оледенение связано с движением Антарктической плиты в район Южного полюса, что вызвало общее похолодание, вызвало оледенение и другого полушария в Северном Ледовитом океане, которое достигло современных масштабов 10-15 млн. лет назад (сезонные льды были весь КЗ). Покровное оледенение продвигалось в южные районы и достигло Сев. Канады - 3,5-4 млн. лет, Исландии - 2,5-3 млн. лет, Сев. Америки и Европы - 2,5-3 млн. лет назад, т.е. было кайнозойским.

4. Крупные изменения климата вызвали изменения системы глубинной циркуляции вод, которая определяет осадконакопление. Выделяется во времени 2 типа придонной циркуляции. Мезозойский тип - придонные воды повышенной солености возникают в аридных зонах при значительном (более 1,5 м) испарении поверхностных вод. Тяжелые соленые воды опускаются и распространяются в понижениях дна. Кайнозойский тип - тяжелые воды создаются при охлаждении (до -1,5°C) поверхностных вод в областях оледенений и растекаются по дну, достигая экватора. Эта циркуляция КЗ, она была и во время оледенения Гондваны. Смена двух типов циркуляции произошла около 38 млн. лет назад. Мезозойская система более слабая, возникают многочисленные участки стагнации в океане. Кайнозойская система очень мощная, стагнация практически не встречается, происходит в ряде мест размыв или неотложение осадков - возникновение перерывов в осадочной толще. По распространению перерывов в осадочной толще удается проследить историю циркуляционных систем. В ряде мест они связаны также с раскрытием и закрытием проливов, обусловленным движением плит (отчленение Австралии от Антарктиды, отчленение Индии и др.).

5. Изменения среды МЗ и КЗ приводили к значительным изменениям в составе и распространении флоры и фауны, что отчетливо выявляется при анализе кернов. Кроме эволюции во времени, большое значение имели климатические изменения, поступление пита-

тельных веществ. Крупнейшие изменения среды тесно связаны с геодинамикой, с историей крупнейших плит, с процессами в срединных хребтах, где идет новообразование коры (изменения климата, уровня океана, соотношения суши и океана, вулканизм, поступление эндогенного вещества, флора и фауна, терригенная и биогенная седиментация и др.). Для объяснения этих изменений в МЗ-КЗ нет необходимости привлекать внеземные силы.

## ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ФАНОЗОЯ

ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ОБЛАСТИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

В.Д.Босов, А.Р.Кариев, И.Н.Черенков (ИГ АН ТаджССР, Душанбе)

В истории геологического развития Зеравшано-Гиссарской области достоверные данные об эволюции условий седиментогенеза и формирования фанерозойской осадочной оболочки получены начиная со времени геосинклинального этапа ее консолидации. Однако, анализируя состав и фациальные особенности мало распространенных пород кембрийского возраста, некоторые исследователи склонны считать, что седиментационная обстановка этого времени соответствовала условиям подвижных платформ.

В начальный этап геосинклинального развития (ордовик-силур) в связи с дифференцированным характером погружения вытянутых в широтном направлении зон аккумуляции происходило формирование мелководно-морской асидной формации. В последующее девон-раннекарбонное время, при сохранении прежней палеогеографической обстановки, но с некоторой тенденцией усиления дифференциации геосинклинали на границе раннего и позднего карбона, формировалась морская карбонатная формация. С началом среднекаменноугольного времени связаны процессы орогенеза, в связи с чем вся Зеравшано-Гиссарская область распадается на ряд узких впадин-трогов, разделенных значительными поднятиями. В трогах в условиях теплого климата и морского мелководья происходило накопление формации (до 3000 м) терригенного флиша, богатого олистостромовыми образованиями карбонатного состава. Этот этап седиментации завершается формированием в ранней перми молассовой формации.

В конце позднего палеозоя и в начале мезозоя исследуемая территория была превращена в складчатую область и выведена из

зоны осадконакопления. Седиментационный процесс имел место лишь в остаточных мульдах, где в континентальных условиях шло накопление грубообломочной молассы. Стабилизация тектонического режима в позднем триасе приводит к некоторому выравниванию рельефа складчатого сооружения и процессам कोरोобразования. Дальнейшая эволюция условий осадкообразования тесно связана характером проявления колебательных движений, интенсивность которых в раннеюрское время привела к формированию в пределах небольших узких впадин прибрежно-континентальной терригенной формации. На рубеже ранней и средней юры зоны аккумуляции превращаются в арену накопления угленосных песчано-глинистых образований и маломощных илистых осадков фации подводной дельты. Позднемезозойский этап развития региона характеризуется новым импульсом в тектоническом режиме с установлением в раннемеловое (раннесеноманское) время континентального режима осадконакопления и формированием в условиях аридного климата терригенной красной фации. Фациально-генетической основой образования последней явились субформации аллювиально-пролювиальных песчано-гравийно-галечных, прибрежно-дельтовых илисто-алеврито-патумных и лагунно-заливных алеврито-глинисто-сульфатных отложений. Эволюцию условий седиментогенеза, начиная с позднего сеномана, определили часто меняющиеся как в знаке, так и в амплитуде колебательные движения, приведшие к установлению пестрой фациально-географической обстановки, в которой образовалась формация прибрежно- и мелководно-морских мелкообломочных отложений, перемежающихся с осадками реликтовых водоемов ингрессирующегося моря. По фациально-генетическим особенностям они принадлежат к сероцветной патумно-алеврито-глинистой мелководной и пестроцветной алеврито-глинистой и илисто-сульфатной лагунной и подводно-дельтовой субформации.

В третичный период начавшаяся еще в мезозое дифференциация территории на области поднятия и погружения получает более контрастные очертания. В этих условиях в течение палеоцен-эоценового времени в небольших узких впадинах межгорного типа в обстановке морского мелководья формировалась формация глинисто-карбонатных отложений. Новый импульс тектонической активности, имевшей место на протяжении олигоцен-неогенового времени, привел к образованию молассовой формации песчано-гравийно-галечного состава.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

М.Д.Булгакова ( ИГ ЯФ СО АН СССР, Якутск )

В истории палеозойско-мезозойского геосинклинального осадконакопления на востоке Якутии выделяются нижне-среднепалеозойский и верхнепалеозойско-мезозойский седиментационные циклы, разделяющиеся на крупные этапы. Смена последних приурочена к узким стратиграфическим интервалам, являющимся по существу "рубежами эволюции" осадконакопления (по А.И.Анатольевой), на которых, вследствие резкого изменения геологической обстановки, седиментационные процессы приобретают новые качества.

Нижне-среднепалеозойский цикл, включающий два этапа, характеризовался региональным развитием биогенного карбонатонакопления, формированием карбонатных, терригенно-карбонатных осадков, кораллово-строматопоровых рифогенных построек. Специфику нижнепалеозойского этапа составляют рифогенные водорослевые образования, граптолитовые фации, крайне ограниченное площадное распространение вулканических продуктов, известных пока только в узкой зоне Арга-Тасского грабена. На границе силура и девона происходит значительное обмеление и сокращение бассейна, появляются локальные блоковые поднятия и связанные с ними грубообломочные накопления, расширяются ареалы красноцветной карбонатно-терригенной седиментации. На среднепалеозойском этапе значительно активизируются процессы рифтообразования и базальтоидного вулканизма. К отдельным рифтовым зонам и амагматичным грабеновым структурам приурочены красноцветные карбонатно-терригенные отложения, медистые песчаники, диапировые и пластовые тела эвапоритов. На рубеже девона и карбона происходит смена двух циклов осадконакопления, связанная с началом широких раздвиговых процессов (Гринберг и др., 1979) в центральной части бассейна и значительными поднятиями восточного края платформы. Этот рубеж отмечен в разрезе появлением маломощных кремнистых формаций, турбидитных, оползневых и грубообломочных отложений.

Верхнепалеозойско-мезозойский цикл осадконакопления характеризуется качественно новыми парагенезами терригенных, угленосных, кремнисто-карбонатных, вулканокластических и эффузивных

образований, в составе цикла рассматривается два этапа. На верхнепалеозойском этапе происходит четкое обособление зон терригенной, вулканогенно-обломочной и глинисто-карбонатно-кремнистой седиментации. В западной (Верхоянской) приплатформенной зоне главным седиментационным процессом было накопление терригенных осадков: мощных морских флишеидных алевроито-глинистых толщ, прибрежных аллювиально-дельтовых песчаных, песчано-конгломератовых отложений и озерно-болотных угленосных фаций. В восточной части бассейна существовали области активного наземного и островного вулканизма (Алазейское и Приколымское поднятия), в пределах которых накапливались разнообразные вулканокластические и вулканотерригенные осадки, а в среднем-позднем, местами - раннем карбоне изливались базальтовые лавы. В прогибах и впадинах, окружающих эти вулканические области, аккумуляровались глинисто-кремнисто-карбонатные осадки и тонкий пелловый материал. На рубеже поздней перми-раннего триаса на фоне региональных поднятий происходит наиболее бурная вспышка базальтоидного вулканизма, проявившегося и в областях сноса на Сибирской платформе, и на разных участках бассейна. Последовавший за этим триасовый этап осадконакопления развивался в условиях максимальной морской регрессии и резкого спада вулканической деятельности. Седиментационные процессы становятся более однообразными. В центральной прогнутой части бассейна отлагались тонкоотмученные глинистые осадки. С запада к ним примыкала широкая полоса накопления преимущественно континентальных высокозрелых песчаных, песчано-конгломератовых отложений. В восточной островной части бассейна формировались очень маломощные карбонатно-тефрогенные осадки. Завершение одного из самых ярких регрессивных этапов осадконакопления относится к границе карнийского и норийского веков.

О ВЕРОЯТНОЙ СВЯЗИ ЭВОЛЮЦИИ ГИПЕРГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ  
С ЭТАПНОСТЬЮ РАЗВИТИЯ БИОСА

Ю.К.Бурков, В.С.Певанер ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

Современные представления об эволюции биосферы (в том числе атмо- и гидросферы) базируются на трудах В.И.Вернадского, А.П.Виноградова, А.Б.Ронова, С.Роско, Э.М.Галимова и др. Работы А.В.Сидоренко, Ю.П.Казанского, В.И.Виноградова, В.А.Тенякова и других ученых существенно дополняют классический сложившийся взгляд на образование состава современного Мирового океана и атмосферы. Совершенно очевидно, что биос (в целом) оказывал и оказывает существенное воздействие на содержание прежде всего таких химических элементов, как кислород, сера и фосфор. Так как эти элементы активно участвуют в процессе литогенеза, то представляется вполне реальным с помощью геохимического изучения наиболее полных разрезов платформенных образований ответить на отдельные вопросы, связанные с эволюцией биосферы.

Для этого были изучены отложения от среднего протерозоя до нижней палеозой включительно на Сибирской платформе, в Алтае-Саянской области, Б. и М.Каратау, Белоруссии и некоторых районах Тянь-Шаня. Все разрезы равномерно послойно опробовались и спектроскопически количественно анализировались во ВСЕГЕИ по методу внешнего стандарта на 20 химических элементов (куда вошли представители всех геохимических типов). Были изучены содержания и соотношения содержаний (т.е. геохимические ассоциации). Все материалы обработаны статистически в ИВЦ ВСЕГЕИ по стандартным программам. В основу интерпретации полученных данных положены, кроме общих фундаментальных законов, два принципа: а) распространенность и б) подвижность химических элементов в стандартных (морских) обстановках седиментогенеза.

Результаты изучения показали, что наиболее информативны геохимические ассоциации, которые можно типизировать следующим образом:

1. PR<sub>2</sub> - котуйканский тип отличается от всех прочих высокая подвижность элементов группы железа и бария; иттрий весьма инертен.
2. PR<sub>3</sub> - прибайкальский тип характеризуют в основном инертность элементов группы железа, заметная подвижность иттрия и

переменная бария.

3. V-C- хараклахский тип характеризует сравнимая с титаном от-носительная инертность бария, иттрия и элементов группы железа.

Выделенные типы разделяют достаточно заметные геохимические рубежи, природа которых может быть наиболее вероятно проинтерпретирована с точки зрения известной этапности развития биоса (Б.С.Соколов, С.В.Мейен, А.Г.Аблаев и др.). Можно обоснованно предположить, что высокая подвижность элементов группы железа и бария в среднепротерозойских образованиях обязана недостатку в атмосфере (и гидросфере) свободного кислорода и сульфат-иона. Изменение в поведении элементов группы железа и бария следует увязать с этапами вспышки жизни на упомянутых рубежах, которые, безусловно, способствовали вовлечению в геохимический обмен веществ заметных дополнительных порций кислорода, сульфат-иона и фосфора.

#### УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ХОДЕ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Ю.К.Бурлин, В.Е.Архипов, Е.П.Свистунов ( МГУ, Москва )

Северо-Западный сегмент Тихоокеанского тектонического пояса, как и весь пояс в целом, отличается высоким динамизмом тектогенеза, характеризующегося интенсивными процессами как наращивания континентальной коры, так и ее деструкции. Это предопределило разнообразие условий осадкообразования в осадочных бассейнах, формирование которых, как правило, генетически тесно связано с развитием островных дуг. Наиболее интересной с позиций нефтегазоносности является группа тылодуговых бассейнов, среди которой можно выделить несколько типов.

Мезозойско-кайнозойские бассейны тыловой (приматериковой) части пояса - Схотско-Камчатский, Сахалино-Хоккайдский, Алишань (Тайвань) образовались в конце юры или в мелу. Заложились они, по-видимому, на коре субокеанического типа (первичной или вторичной), а в ряде случаев на реликтах более ранней складчатости и древних массивов. Морфология прогибов, тип и мощность формирующихся в них отложений в значительной степени обусловлены

характером сочленения островодужных систем с зонами более ранней консолидации (по вертикали и латерали). Для бассейнов характерна миграция зон максимального прогибания в направлении от островных дуг, а также вдоль них в юго-западном направлении. Наблюдается закономерная смена грубообломочных, зачастую континентальных и паралических отложений на более тонкие морские шельфовые, а в ряде случаев и глубоководные. С конца палеогена в бассейнах седиментации широкое развитие получают кремнистые и туфогенно-кремнистые отложения, генетически связанные с вулканической деятельностью в пределах островных дуг. Кремненакопление продолжается и по настоящее время в некомпенсированных впадинах (ТИНРО, Центрально-Япономорская и др.), которые рассматриваются как современные реликтовые миогеосинклинали.

Олюторско-Командорский, Хатырско-Алеутский тылодуговые бассейны (Берингово море) формировались преимущественно в течение кайнозоя на реликтовом участке океанической плиты. В них область основного осадконакопления смещалась во времени от внутренних (приконтинентальных) районов бассейнов к внешнему - придуговому. Это объясняется процессом преобразования внешнедуговых прогибов-желобов, принадлежавших более древним палеозой-мезозойским дугам, в тылодуговые по отношению к образованной в мезозой-кайнозойское время молодой Алеутской дуге. Нижняя часть осадочного чехла бассейнов сформировалась вследствие этих внешнедуговых прогибов-желобов. Формационно она, по-видимому, представлена терригенно-кремнистыми частично вулканогенными отложениями, обладающими довольно высоким градиентом изменения мощностей вкост простирания прогибов. По направлению к океану эти отложения замещаются маломощными пелагическими образованиями и/или океаническими вулканитами. Средняя часть чехла отвечает этапу формирования как единого структурного элемента собственно кайнозойских тылодуговых прогибов. На этом этапе Алеутская дуга начинает играть ярко выраженную роль барьера для осадков, сносимых с континента, что привело к накоплению в пределах всей площади осадочных бассейнов достаточно мощной (сотни метров - первые км) терригенно-кремнистой толщи. Верхняя часть осадочного чехла формируется на этапе активизации орогенных движений в пределах островной дуги и материковых поднятий, обрамляющих дуготыловые прогибы. На этом этапе происходит пол-

ное заполнение (погребение) ранее геоморфологически выраженных реликтов желобов вдоль материкового края бассейнов, развитие процессов широкого разноса терригенного (турбидитного) материала в пределы бассейнов и формирование слоистой толщи турбидитно-глинисто-диатомового состава мощностью в сотни метров. Область максимального осадконакопления на этом этапе начинает тяготеть к районам, непосредственно примыкающим к молодой островной дуге.

Несколько иной характер развития имеет Южно-Охотский кайнозойский осадочный бассейн. Заложение и развитие его происходило, по-видимому, за счет деструкционных процессов в тылу Курильской островодужной системы. Наличие нижней осадочной толщи здесь является проблематичным. Можно лишь предполагать ее возможное присутствие в линейной зоне, примыкающей к островной дуге. Средняя и верхняя осадочные толщи по условиям формирования и формационному составу аналогичны толщам берингоморских бассейнов, но в отличие от последних область максимального осадконакопления смещается здесь во времени с юга на север, от островной дуги к материку, что связано с направленностью деструкционного процесса.

#### ИЗМЕНЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА НА ЛИТОГЕНЕЗ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ БИОСФЕРЫ

Н.Н.Верзилин, Н.С.Окнова ( ЛГУ и ВНИГРИ, Ленинград )

В настоящее время не вызывает сомнения огромная роль воздействия живого вещества на процессы литогенеза на всех его стадиях. По-существу, в пределах биосферы все геохимические процессы протекают под тем или иным воздействием живых организмов или продуктов их жизнедеятельности. Более того, в современных природных условиях Eh-pH параметры определяются главным образом реакциями фотосинтеза, дыхания и другими процессами, связанными с жизнедеятельностью организмов. Не случайно В.П.Петровым развивается представление о почвенной природе кор выветривания. Можно показать, что выявленные Н.М.Страховым принципиальные различия климатических типов литогенеза во многом обусловлены не прямым воздействием климата, а опосредованным через

живое вещество. Поэтому климатические типы литогенеза в развитой биосфере, по-существу, являются биоклиматическими.

При оценке роли живого вещества на ранних этапах развития биосферы возникает много трудностей и неопределенностей. Можно предполагать, что на развитии осадочного процесса в течение геологической истории Земли наиболее существенное влияние оказали следующие события: появление фотосинтезирующих организмов (а тем самым  $O_2$  в гидросфере), появление  $O_2$  в атмосфере, возникновение озонового слоя у поверхности Земли, а позже и на удалении от нее. Все эти события были вызваны развитием биосферы.

Проведенные на основании имеющихся геохимических данных расчеты эволюции содержания  $O_2$  в атмосфере Земли показали, что в фанерозое для многих этапов геологической истории баланс свободного кислорода был отрицательным. Поскольку положительная статья баланса  $O_2$  определяется количеством захороняющегося в осадках и породах органического вещества, на ранних этапах развития биосферы это количество суммарно в единицу времени должно было быть больше, чем в фанерозое, так как иначе восстановительная атмосфера вряд ли превратилась бы в окислительную. Это следует из того, что пока не было окислительной атмосферы, при диагенезе могло сохраняться больше органического вещества, поскольку оно в меньшей мере расходовалось на восстановление окисленных на поверхности Земли соединений. Соответственно воздействие захороняющегося в осадочных породах органического вещества на процессы катагенеза и, возможно, метаморфизма было более значительным, чем позже. Более того, можно предполагать, что накопленная в этом веществе энергия химических связей в какой-то мере способствовала широкому развитию процессов метаморфизма.

С образованием (2,2-2 млрд. лет назад) кислородной атмосферы, а следовательно и кислородного фона в гидросфере, в накапливавшихся на дне водоемов осадках стало отлагаться значительное количество окисленных соединений. Поэтому существенная часть органических веществ в донных осадках стала расходоваться на их восстановление. Соответственно процессы диагенеза стали более разнообразными и интенсивными; органического же вещества, могущего участвовать в катагенетических и метаморфических процессах, стало меньше; интенсивность поступления свободного кислорода в атмосферу снизилась.

С возникновением к началу фанерозоя озонового слоя у поверхности Земли в биосферу включились и самые верхние части водоемов, и для всех донных осадков стала характерна контрастность геохимических обстановок вследствие повсеместного воздействия на них живых организмов или продуктов их жизнедеятельности.

С распространением жизни на суше возникла современная структура биосферы. В биологические круговороты было вовлечено вещество всей поверхности Земли, интенсивность биохимических процессов в целом чрезвычайно увеличилась. Однако параллельно с постепенной экспансией живого вещества на сушу, в наземных круговоротах стало задерживаться все больше элементов минерального питания и все меньше поступать их в океан. Последнее лимитировало развитие жизни в океане, что вызывало уменьшение суммарного воздействия органического вещества на диагенез и катагенез океанских осадков. Органическое же вещество, поступающее в океан с суши, из-за своей обычной сильной окисленности, а потому малой химической активности, не могло компенсировать этого процесса.

#### РАННИЕ СТАДИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВЕРХНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ (ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

В.И.Виноградов ( ГИН АН СССР, Москва )

Изучение ранних стадий геологического развития Земли связано с решением таких фундаментальных вопросов геологии, как время и механизм дифференциации земного вещества на континентальную и океаническую кору, время и способ формирования газовой-водной оболочки, время зарождения жизни и непосредственной атмосферы Земли, эволюция магматического и осадочного процесса.

Эволюция вещества океанической коры может быть изучена на примере современных океанических базальтов и офиолитов — фрагментов древней коры океанического типа. Данные по изотопному составу стронция позволяют говорить о раннем этапе отделения вещества офиолитов от гипотетической исходно недеплезированной мантии. Не исключено, что другой дифференциат исходного вещества Земли пошел на образование континентальной коры, и тогда дальнейшая эволюция вещества верхних оболочек Земли связана с взаимодействием и последующими этапами повторной дифференциации сна-

лического и симпатического материалов.

Изучение изотопного состава серы и углерода в древнейших метасадочных толщах также свидетельствует об очень раннем этапе дегазации Земли. Судя по изотопным данным, круговорот серы и углерода в системе материк-океан установился около 3-х млрд. лет тому назад. Это означает, что такие факторы круговорота, как состав океанической воды, кислородный состав атмосферы, активность биосферы в отношении циклических элементов, остаются постоянными в течение столь длительного времени.

Изотопные данные легко согласовать с гипотезой, по которой основная дегазация Земли произошла еще на стадии аккреции. Снижение температуры земной поверхности до точки кипения воды и ниже вызвало активную конденсацию атмосферной воды, насыщенной кислыми компонентами. Быстрое и активное взаимодействие кислого протоокеана с породами привело к глубокой дифференциации силикатного вещества и, может быть, привело к формированию части материала будущей силикатической коры.

#### ЭВОЛЮЦИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СУБПЛАТФОРМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СРЕДНИХ МАССИВАХ

В.С.Войтович ( ЦНИГРИ, Москва )

Изучение ятулийских протоплатформенных отложений раннего протерозоя на Карельском массиве показывает, что эволюция условий их накопления определялась продолжающейся в это время консолидацией тектонического режима. Нижняя протоплатформенная формация ятулия накапливалась непосредственно вслед за орогенным этапом развития и еще сохранялась значительная тектоническая активность. Происходило заложение и конседиментационное развитие крупных впадин, мульд и грабен-синклинальных зон, а нередко также небольших наложенных синклиналей, грабен-синклиналей и грабенообразных палеодепрессий, локально возникали палеоуступы по разрывным нарушениям. В разных частях Карельского массива, нередко на месте разных структур различались палеотектонические и палеогеографические условия осадконакопления. В начале ятулия существовали горные поднятия и обширные пространства выравненной суши, подвергавшиеся выветриванию. Характерны резкие изменения по сос-

таву и мощности нижней протоплатформенной формации. В ней распространены грубообломочные отложения с полимиктовыми и кварцевыми конгломератами мощностью до 200–500 м в погребенных палеодепрессиях, нередко грабенообразных.

При накоплении вышележащих формаций происходила дальнейшая стабилизация тектонического режима, конседиментационные вертикальные тектонические движения характеризовались небольшими амплитудами; палеодепрессий, испытавших значительное погружение, не было, существенно конгломератовые отложения имеют небольшие мощности, обычно не более 5–10 м, среди них распространены преимущественно лишь кварцевые конгломераты. Палеорельеф стал более сглаженным по сравнению с существовавшим в начале ятулия, горных поднятий в областях сноса, как правило, не существовало. В соответствии с этим происходила смена существенно терригенного осадконакопления, характерного для нижнего и отчасти среднего ятулия, существенно карбонатным – верхнего ятулия.

Сходные закономерности эволюции субплатформенного осадконакопления наблюдаются и на других срединных массивах докембрия и фанерозоя. В их пределах в основании и низах субплатформенных отложений нередко наблюдаются грубообломочные отложения с конгломератами, которые часто наиболее распространены в сложнопостроенных и длительно конседиментационно формировавшихся структурах и их частях, особенно в зонах разломов, где возникали поднятия палеорельефа, в том числе горстообразные, и палеодепрессии, нередко грабенообразные. Локально небольшие структурные формы были выражены в древнем рельефе; они влияют на распространение конгломератов, которые наблюдаются в отдельных синклиналиях, грабен-синклиналиях, в блоках между разломами, рассекающими борта впадин, вдоль отдельных разрывных нарушений и в зонах их сгущений.

Исследования в разных районах показывают, что локально даже небольшие разрывные нарушения и блоки протяженностью в десятки-сотни метров и первые километры развивались конседиментационно и влияли на размещение литофаций и мощностей субплатформенных отложений. Иногда, вследствие неоднократного обновления таких разрывных нарушений, к ним приурочено наложенное оруденение в жилах, которое образовалось за счет гидротермального или метаморфогенно-гидротермального переотложения первично-сингенетических полезных ископаемых и служит их индикатором и поисковым признаком.

Целесообразно широко применять палеотектонический метод при палеогеографических и литолого-фациальных исследованиях и поисках полезных ископаемых в осадочных породах. Существующие в земной коре неоднородности, в том числе разрывные нарушения и складки, влияют на процесс разрядки тектонических напряжений при движениях земной поверхности, могут обуславливать конфигурацию поднятий и прогибов, возникновение уступов по древним разломам, иногда и очень небольшим.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ  
И.А.Вылцан, А.Ф.Беженцев ( ТГУ, Томск )

1. В теоретическом плане решение вопроса о ходе развития осадочного процесса в геологической истории Земли стало возможно только благодаря глубокому и всестороннему изучению современных процессов и явлений и использованию при изучении ретроспективной геологии актуалистического метода.

2. В соответствии с общей теорией литогенеза, развитие осадочных процессов во времени и пространстве происходило и происходит под влиянием таких глобальных факторов, как: а) эволюция геосфер (литосфера, тектоносфера, магнитосфера, гидросфера, атмосфера и биосфера); б) эволюция плутонического магматизма и вулканизма; в) изменение климата. Все эти факторы кардинально влияют в пространственно-временном аспекте на место заложения и особенности развития структур, палеогеографию и климат, изменение вещественного состава и форм его мобилизации, а также концентрацию биогенного вещества. Совокупное воздействие перечисленных факторов обуславливает периодический характер их проявления и отражения в осадконакоплении.

3. Периодический характер развития осадочного процесса на Земле с очевидностью выступает и в смене геологических эр, периодов и эпох. Это же может быть подтверждено многими другими геологическими явлениями, например, периодической сменой циклов тектогенеза и их фаз, развитием в истории Земли крупнейших трансгрессий и регрессий, изменением масштабов терригенного, карбонатного, вулканогенного и биогенного осадконакопления.

4. На ход развития осадочного процесса и вещественный состав формирующихся осадков (пород) оказывает влияние эволюция плутонического магматизма. В последнем различается ряд стадий, которые реализовались в смене коматит-базитовых и андезит-базальтовых формаций гранитоидными и щелочными, отражая общую тенденцию в изменении роли соответствующих типов магматических пород в продуктах денудации.

5. Активность тектогенеза в геологической истории реализуется в трансгрессиях и регрессиях, протекающих эффективно в пределах кратонных и смежных участков земной коры, что непосредственно влияет на ход развития осадочного процесса, так и на периодический характер осадконакопления. Крупнейшие трансгрессии сопровождалась нивелированием климата, уменьшением скоростей колебательных движений и, следовательно, расширением фациальных зон различных режимов морского осадконакопления; распространением среди терригенных разностей мезо- и олигомиоценовых пород до мономинеральных типов; слабым развитием вулканомиктовых пород. Наоборот, при регрессиях периодически появляются грубокластогенные осадки, возрастает минералогическая пестрота обломочной составляющей осадков, наблюдается сужение зон прибрежно-морского осадконакопления, увеличивается роль аридного литогенеза, соленакпления и вулканогенной составляющей в составе осадков.

6. Периодический ход развития осадочного процесса подтверждается чередованием эпох карбонатакопления и формированием карбонатных формаций в пределах континентов в связи с наиболее значительными трансгрессиями, эпохами тектонического выравнивания и инверсий знакопеременных движений. Изменение масштабов карбонатакопления во времени и пространстве связано с глобальными флюктуациями тектонического режима, климата, эволюцией биосферы и палеогеографических условий.

7. Особенности эволюции осадочного процесса в истории Земли наиболее ярко проявились в фанерозое в связи с периодическим развитием эпох угленакопления, нефте- и газообразования, формированием кор выветривания, железнакопления и т.д., определяющих

вещественную индивидуальность геологических формаций. Если отдельные типы формаций материализуются в процессе осадконакопления под влиянием лидирующей роли палеогеографических или климатических условий, то геологические ряды формаций, их комплексы контролируются эволюцией тектоносферы, развитием главных типов структур Земли.

8. Таким образом, вышеизложенное позволяет сделать два основных вывода. Во-первых, осадочный процесс в геологической истории имеет отчетливую тенденцию направленного развития и изменения; во-вторых, носит явно периодический характер, что реализовано и отражено в стратисфере Земли.

#### РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Т.И.Гурова, Э.Я.Сердюк, Н.П.Запивалов, В.И.Краснов, В.А.Марьянов  
С.А.Степанов (СНИИГТИМС и ПГУ "Новосибирскгеология", Новосибирск)

1. Обширная территория Западно-Сибирской плиты от позднего силура и до современного периода являлась ареной мощного осадконакопления. Детальное и всестороннее изучение керна глубоких скважин и пород из обнажений обрамления плиты показало, что в разные этапы геологической истории заметно менялись факторы осадконакопления: состав атмосфер и гидросфер, климат, типы ландшафтов, состав органического мира и т.д. Все это отразилось в многообразии типов пород и полезных ископаемых, сформировавшихся в конкретных седиментационных обстановках, эволюционирующих во времени и пространстве.

2. Наиболее древние верхнесилурийские карбонатные породы вскрыты параметрическими скважинами на глубинах около 3500-4000 м в юго-восточной части плиты (Малоичская 4, Тамбаевская 3). Осадконакопление их приурочено к позднесилурийской трансгрессии, нарастание которой происходило до раннего карбона включительно. Развитие морских и прибрежно-морских ландшафтов в условиях тропического и субтропического климата благоприятствовало мощному алтохтонному карбонатонакоплению (до 3000 м). Породы обильно насыщены разнообразной фауной, нередко формирующей рифогенные массивы. Палеозойское море соединялось с морями сопредельных террито-

рий, что отразилось на климатических условиях, температуре и солености вод. Западно-Сибирские моря в центральной части отличаются накоплением тонких известковых илов при глубинах до 200 м; в условиях спокойной гидродинамической обстановки захоронялись водоросли, фораминиферы, раже остракоды, конодонты, строматопораты. В юго-восточной шельфовой зоне формировались известковые пески, в которых захоронялись обломки табулят, раже ругоз, брахиопод, мшанок. Глубины этой части моря, по-видимому, не превышали 20-30 м.

3. С конца нижнего карбона и до ранней перми наблюдается регрессия палеозойского моря к северу. На территории плиты образовались эпиконтинентальные моря и многочисленные лагуны разных размеров, в которых происходило автохтонно-аллохтонное накопление преимущественно терригенно-глинистых осадков в условиях субтропического, умеренно-теплого и влажного климата. Широкое развитие получили аккумулятивные континентальные и, в меньшей мере аккумулятивные морские и прибрежно-морские ландшафты с этапами угленакопления и карбонатонакопления. Денудационные ландшафты были развиты в обрамлении плиты и на внутренних ее поднятиях.

4. Для поздней перми и триаса характерны денудационно-аккумулятивные континентальные ландшафты с автохтонно-аллохтонными процессами осадконакопления терригенно-глинистых (а местами грубообломочных) пород в условиях субтропического и умеренно-влажного климата. Осадконакопление периодически прерывалось вулканической деятельностью, проявившейся в формировании покровов эффузивов основного и среднего состава, обогащении осадочных пород пирокластикой. Морские и прибрежно-морские ландшафты сохранялись лишь на севере плиты; на юге кое-где формировались латеритные коры выветривания и связанные с ними автохтонные рудопроявления бокситов, железных руд, глины.

5. Раннеюрские континентальные ландшафты в основном были денудационными и весьма ограниченно-аккумулятивными на фоне сильно расчлененного и контрастного рельефа плиты. Осадконакопление имело автохтонный характер (эллювиально-делювиальные фации) в условиях влажного и теплого (субтропического) климата, способствовавшего достаточно высокой продуктивности биомассы (угленакопление). Аллохтонное осадконакопление имело подчиненное развитие.

В среднеюрскую эпоху получили распространение континентальные ландшафты аккумулятивного и денудационного типа с автохтонно-аллохтонным характером осадконакопления в условиях умеренно-теплого (субтропического?) и влажного климата, благоприятствующего биологической продуктивности, угленакоплению.

6. В позднеюрский — валанжинский этапы осадконакопления происходит постепенная аридизация климата. Аккумулятивные континентальные ландшафты в результате трансгрессии с севера сменяются морскими и прибрежно-морскими. Осадконакопления происходит в условиях, близких к субтропикам с периодическими колебаниями от семигумидных к семиаридным. Формируются в большом объеме аллохтонные терригенно-глинистые осадки с подчиненным развитием автохтонных карбонатных и кремнистых пород, глауконита (кимеридж-волжские века, ранний берриас). На юго-востоке плиты отшнуровалась опресненная лагуна, в которой накапливались пестроцветные автохтонно-аллохтонные терригенно-глинистые, известковистые осадки.

7. В готерив-барреме были развиты аккумулятивные континентальные (на юге) и прибрежно-морские (на севере) ландшафты. Накапливаются автохтонно-аллохтонные, преимущественно, терригенно-глинистые осадки в условиях субтропиков, с неустойчивой биологической продуктивностью.

8. В апт-альбе сохраняются прибрежно-морские ландшафты примерно в тех же границах, что и в готерив-барреме. Обширная территория плиты представляла собой аккумулятивные континентальные ландшафты с активным накоплением аллохтонных терригенных осадков и высокой биологической продуктивностью (угленакопление). Климат был теплым субтропическим, но более влажным, чем в готерив-барреме; участками сформировались латеритные коры выветривания с автохтонным рудопроявлением бокситов, железных руд, пестроцветными некарбонатными глинами.

Аналогичные ландшафты и климатические условия сохраняются и в сеномане.

9. В турон-дании (поздний мел) обширная трансгрессия с севера покрыла большую часть плиты. В результате широкое развитие получили морские и прибрежно-морские аккумулятивные ландшафты; в условиях влажного субтропического климата формировались аллохтонные терригенно-глинистые породы с глауконитом (подобные поздне-

юрско-валанджинским). В областях холодных вод моря накапливались автохтонные кремнистые осадки, а в более теплых – карбонатно-глинистые. Для этих ландшафтов характерна высокая биологическая продуктивность. На крайнем юго-востоке плиты по-прежнему сохранились аккумулятивные континентальные ландшафты, где преимущественно накапливались аллохтонные терригенные осадки.

10. Сходные с поздне меловыми были ландшафты и в палеогене. Преобладающими были морские аккумулятивные ландшафты с накоплением автохтонно-аллохтонных терригенно-глинистых, терригенно-глауконитовых, глинисто-кремнистых осадков в условиях субтропического гумидного климата с некоторым похолоданием в эоцене и потеплением в олигоцене (чеганский бассейн). Для этой эпохи осадконакопления характерна высокая биологическая продуктивность, накопление автохтонных хемогенных осадков (глаукониты, железные руды, опоки, трепелы, диатомиты). На востоке плиты существовали аккумулятивные континентальные ландшафты; в условиях субтропического влажного климата накапливались аллохтонные терригенно-глинистые осадки.

11. Регрессия моря в олигоцене обусловила широкое развитие на территории плиты аккумулятивных континентальных ландшафтов в условиях гумидного климата и высокой биологической продуктивности, способствовавшей угленакоплению. Накапливаются тонкие аллохтонные алевро-песчаные осадки, участками обогащенные титанистыми оолитовыми рудами.

12. В неогене континентальные аккумулятивные ландшафты сохраняются; на фоне заметной аридизации климата происходит автохтонно-аллохтонное накопление терригенно-глинистых осадков, периодически возрастает роль карбонатонакопления, сульфатов.

13. Четвертичный период характеризуется сохранением аккумулятивных континентальных ландшафтов, близких к современным. В разном образии зональных ландшафтных обстановок определялось значительными климатическими колебаниями, приводящими к появлению на севере ледниковых покровов и накоплению морен, а на юге – перигляциальных обстановок с накоплением терригенно-глинистых отложений. На крайнем севере плиты проявились изостаические трансгрессии моря на континент, формировались морские осадки, чередующиеся с моренами. Обширная территория плиты долго оставалась аккумулятивной низменностью с большим разнообразием фациальных

обстановок, пока не стабилизировались современные ландшафты.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод о явно выраженной эволюции процессов осадконакопления от палеозоя до современного периода. Присущие верхнему силуру, девону и нижнему карбону морские и прибрежно-морские ландшафты с интенсивным автохтонным карбонатонакоплением больше не повторялись в таком объеме. Для морских и прибрежно-морских ландшафтов последующих эпох были распространены обстановки преимущественно аллохтонного терригенно-глинистого накопления осадков с кратковременными этапами автохтонного карбонатонакопления, формирования глинисто-кремнистых пород, глауконитов, железных руд, бокситов и т.д. Континентальные ландшафты характеризовались автохтонно-аллохтонным и аллохтонным осадконакоплением терригенно-глинистых пород с периодически меняющейся биологической продуктивностью в условиях постепенного похолодания климата.

#### КОНГЛОМЕРАТЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ТРОГАХ ПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ Т.И.Добровольская, Ю.С.Лебедев ( ИМР, Симферополь )

В геосинклинальных трогах Украинского щита и Крымского сегмента Средиземноморского пояса среди осадочных и вулканогенно-осадочных образований довольно широко развиты конгломераты. По составу обломочного материала и своему положению в разрезе они отражают время и место горообразовательных движений.

На Украинском щите в криворожской серии протерозоя конгломераты залегают в основании продуктивной свиты железистых кварцитов и в "конгломерато-песчаниковой" пачке верхней части разреза.

Конгломераты нижней части свиты - мелкогалечные, образуют линзы мощностью от 60 до 120 м, содержат прослой кварцито-песчаников и состоят из гальки кварца, хлоритовых и амфиболовых сланцев. Цемент кварц-хлорит - биотитового состава, хорошо раскристаллизован. В составе железистого горизонта конгломераты мелко- и крупногалечные залегают в виде линз и пластов мощностью 0,3-0,6 м. Преимущественным развитием в их составе пользуются плоскоудлиненные и стержневидные, реже дисковидные гальки железистых кварцитов, джеспилитов и богатой железной руды. Цемент состоит из того же материала, что и гальки, с преобладанием (60-70%) руд-

ных частиц.

В составе конгломерато-песчаниковой подсытки суммарная мощность пачек конгломератов составляет около 700 м (Каляев, 1965). Конгломераты состоят из хорошо окатанной, преимущественно кварцевой и кварцитов, реже гальки плагиоклазового гранита, кварц-биотит-карбонатных сланцев, карбонатно-магнетитовых кварцитов и др. пород. Цемент конгломератов blastopсаммитовой структуры, мелкозернистый, кварцево-биотитовый.

Особенности конгломератов свидетельствуют о том, что в протерозойский этап развития древней платформы сложились условия, благоприятные для формирования эпикратонных орогенических структур. Эти конгломераты могут использоваться как промский критерий при прогнозировании полезных ископаемых в Криворожском железорудном и аналогичных бассейнах, приуроченных к геосинклинальным трогам протерозоя.

Анализ стратиграфического распространения конгломератов фанерозоя в складчатой области Крыма приводит к выводу о том, что в истории развития геосинклинали существовало 4 эпохи, на протяжении которых в синклинальных структурах формировались конгломераты: 1 - поздний триас-ранняя юра; 2 - средняя юра; 3 - поздняя юра; 4 - ранний мел. Конгломераты валуново-галечные, глыбовые, по составу полимиктовые. В более древних (триас-среднеюрских) преобладают палеозойские породы метаморфического комплекса, в более молодых (верхняя юра - ранний мел) - терригенно-карбонатные и магматические породы триас-юрского комплекса. Цемент конгломератов песчано-глинистый, реже карбонатный.

Особенно интенсивно накопление конгломератов происходило в поздней юре. Мощность их достигает 1850 м и свидетельствует о накоплении в зоне значительного прогибания на границе с резко воздымавшейся геоантиклиналью островного типа. Обломочные толщи формировались в прибрежно-морских и континентальных условиях осадконакопления. Снос обломочного материала в Крымскую геосинклиналь происходил с южной, внутренней и северной области. Южная область располагалась в пределах акватории Черного моря и в современном тектоническом плане отвечает доальпийской складчатой зоне, внутренняя - антиклинальным поднятиям горного Крыма, северная - погребенным рифей-палеозойским выступам.

Каждая эпоха конгломератообразования выражает фазу интенсивно восходящих тектонических движений.

Изучение закономерностей распространения конгломератов в геосинклинальных трогах протерозоя и фанерозоя позволяет реконструировать геологическую историю их развития, строение источников сноса и дать обоснованный прогноз целого ряда полезных ископаемых.

### ОНТОГЕНЕЗ ДИТОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ В АСПЕКТЕ ИХ

ИЕРАРХИИ, ФИЛОГЕНЕЗИ И ЭКОЛОГИИ

В.И. Драгунов ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

Эволюционные исследования в различных отраслях естествознания осуществляются с неодинаковой строгостью и точностью. Эволюционные построения, основывавшиеся на изучении биологических и палеонтологических объектов, позволили создать систему понятий эволюционной биологии, значительно более совершенную, сравнительно с системой понятий, отражающей эволюцию геологических объектов. Можно ожидать, что широкое распространение в геологии системы понятий, гомологичной системе понятий биологии, поможет совершенствованию исследований эволюции геологических объектов и процессов.

Взаимодействие объекта (биологического, геологического и др.) и среды — процесс крайне сложный, в связи с чем целесообразно различать его составляющие. Так, развитие объекта описывается с помощью понятий об онтогенезе и филогенезе и, дополнив, иерархогенезе; взаимодействие объекта со средой характеризуется его экологическими, в том числе ауто- и синэкологическими отношениями (Одум, 1975). Реальное единство организма и среды следует описывать с помощью системы относительно расчлененных понятий, различение которых создает вакуум, заполняющийся сложными понятиями, количество которых достигает  $2^{3 \times 2} = 64$  (3 — простые понятия, отражающие развитие объекта; 2 — его взаимодействие со средой).

Биогенетический закон Мюллера-Геккеля, утверждающий, что онтогенез биологических объектов, принадлежащих определенному таксону, повторяет филогенез этого таксона, является наиболее фундаментальным принципом эволюционных построений в биологии. Гемоло-

гом биогенетического закона в геологии является геогенетический закон, сформулированный в работах Д.П.Григорьева (1961) и Д.В.Рундквиста (1965), А.Пуанкаре (1908), Дж.Пойа (1970) и И.Лакатос (1967) показали, что обучение математике управляется законом, гомологичным биогенетическому; онтогенез знаний обучающегося математике повторяет историю развития математики. В сущности, краткая формула биогенетического закона "онтогенез повторяет филогенез" может быть принята в качестве обобщенного закона эволюции не только объектов и их таксонов живого и косного (по В.И. Вернадскому) вещества, но и объектов, конструируемых научной мыслью в ходе ее развития, иными словами - объектов ноосферы. Следует, однако, иметь в виду, что понятие о филогенезе целесообразно разделить на понятие о филогенезе в узком смысле (генезисе таксона - "таксогенезе") и на понятие об иерархогенезе (генезисе уровня организации, к которому принадлежит таксон).

Био-, геогенетический и гомологические им законы могут подучить более развернутую формулировку - онтогенез повторяет филогенез и иерархогенез. Иерархогенез отражается в формировании объектов более высоких уровней организации из объектов более низких уровней, например, формационных из горнопородных, минеральных, химических.

Аутоэкология исследует жизненные циклы и поведение (как способ приспособления к среде) индивидуальных объектов и объектов, принадлежащих к одному таксону. Синэкология изучает группы объектов, принадлежащих различным таксонам, составляющим те или иные единства. Литологические тела, принадлежащие определенному таксону, в различных экосистемах приобретают различные в прикладном аспекте характеристики - например, в различной мере характеризуются по концентрированию в них полезных ископаемых.

Большое значение для исследования эволюционных процессов в геологии имеет изучение формационных (парагенерационных и геоформационных) объектов: моноэлементных (графититовая парагенерация), мономинеральных или монопородных (доломитовые, известняковые парагенерации и геоформации). Рост концентрирования вещества в таких объектах происходит существенно за счет повышения уровня организации, напоминая в этом отношении развитие биологических объектов от уровня клетки до уровня организмов. Эволюция геологических объектов исследуется на разных уровнях их организации, а тео-

рия эволюции приобретает синтетический характер, гомологичный синтетической теории эволюции в биологии. Существенно, что развитие объектов происходит в вещественном, энергетическом и информационном планах. Стимулом развития эволюционных построений, вероятно, могло бы стать формулирование закона сохранения количества вещества, энергии и информации. Такой закон был бы вполне гомологичен закону сохранения веса вещества, закону сохранения энергии, закону сохранения веса вещества и энергии.

#### ТИПЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В.С.Ерофеев, Ю.Г.Цеховский. ( ИГН АН КазССР,  
Усть-Каменогорск, ГИН АН СССР, Москва )

Исследования континентальных осадочных отложений фанерозойской истории развития Земли свидетельствуют, что в их строении встречается ограниченный набор парагенетических ассоциаций горных пород, закономерно сменяющих друг друга при прослеживании по латерали и вертикали и многократно повторяющихся в разрезах на различных стратиграфических уровнях. Всего установлено 8 типов парагенетических ассоциаций (4 - в гумидном и 4 - в аридном семействах).

В гумидном семействе выделяются следующие ассоциации: 1 - сероцветная грубообломочная (слагается преимущественно песчано-галечными толщами - подобные парагенезы описаны в литературе в составе гумидных терригенных грубообломочных, либо молассовых формаций), формируется в эпохи резкой активизации тектонических движений; 2 - углисто-сидерит-колчеданная (представлена преимущественно глинисто-песчано-алевритовыми толщами с обильными включениями органического вещества, пирита, сидерита - данные парагенезы описаны как угленосные, либо углистые формации), формируется в эпохи активизации тектонических движений; 3 - железисто-карбонатная (слагается преимущественно глинисто-алевритовыми толщами с выделениями железистых карбонатов-подобные парагенезы описаны в литературе как железисто-карбонатные формации, либо включались в состав угленосных формаций), возникает в эпохи затухания активности тектонических движений; 4 - пестроцветная гематит-каолиновая (представлена зрелыми по составу существенно глинистыми квар-

цево-каолиновыми или каолинит-бокситовыми толщами — данные парагенезы описаны как бокситоносные, кремнисто-железистые, пестроцветные кремнисто-гетит-каолиновые формации или формации коры выветривания), формируется в эпохи крайне пассивного тектонического режима.

В аридном семействе выделяются следующие ассоциации: 1 — сероцветная грубообломочная карбонатная (слагается преимущественно песчано-галечными карбонатными толщами — описаны как аридные терригенные или молассовые формации), формируется в эпохи крайней активизации тектонических движений; 2 — красноцветная карбонатная (слагается преимущественно песчано-глинистыми, с линзами галечников, карбонатными толщами — подобные парагенезы описаны как аридные красноцветные, красноцветно-карбонатные, молассовые формации), возникает в эпоху активизации тектонических движений; 3 — зеленоцветная сульфатно-карбонатная (слагается преимущественно алевроитово-глинистыми толщами с выделениями карбонатов, сульфатов, солей — данные парагенезы описаны как зеленоцветные сульфатно-карбонатные или соленосные формации), возникает в эпоху затухания активности тектонических движений; 4 — пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная (слагается преимущественно монтмориллонитовыми глинистыми толщами с выделениями карбонатов, сульфатов, опала, халцедона, установлена в составе раннекайнозойских отложений юго-восточных районов Казахстана), формируется в эпохи пассивного тектонического режима.

Каждая отмеченная выше парагенетическая ассоциация представляет собою индивидуальное литохимическое сообщество горных пород, обладающее строго определенными признаками и составом. Хотя при прослеживании ассоциаций по вертикали и латерали значительно изменяется фациальный и вещественный состав слагающих ее пород, все эти изменения происходят в определенных пределах, различных для разных ассоциаций.

Появление в разрезах континентальных осадочных толщ различных парагенетических ассоциаций всецело контролируется двумя факторами: климатом и тектоническим режимом. В зависимости от изменений климата характеризуемые ассоциации группируются в два различных семейства: гумидное и аридное. В гумидной и в аридной зонах литогенеза смена парагенетических ассоциаций контролируется изменением активности тектонических движений. При последователь-

ном их изменении (от максимальных до минимальных значений) как в гумидной, так и в аридной зонах литогенеза происходит четырехкратное полное изменение всех звеньев цепи процессов седименто- и литогенеза, что и приводит к возникновению четырех гумидных и четырех аридных парагенетических ассоциаций. Повторение на разных этапах геологической истории развития Земли, сходных по тектоническому режиму и типу климатов эпох, способствовало периодическому появлению в разрезах континентальных отложений сходных парагенетических ассоциаций.

### ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ФАНЕРОЗОЯ М.А.Жарков ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск)

1. С целью изучения эволюции соленакпления в геологической истории разработана классификация соленосных формаций по составу слагающих пород и пространственному положению среди окружающих осадочных толщ.

2. Соленосные формации подразделяются на три класса: хлоридный, хлоридно-сульфатный и хлоридно-карбонатный (содовый). В составе классов выделено 14 семейств: четыре - в хлоридном, четыре - в калиино-сульфатном и шесть - в хлоридно-карбонатном.

3. Анализ возрастного, палеогеографического и палеотектонического размещения выделенных классов и семейств позволил установить основные черты эволюции соленосных формаций.

История соленакпления в фанерозое четко подразделяется на две эпохи: палеозойскую и мезозойско-кайнозойскую, в каждую из которых фиксируются своеобразные черты эволюции галогенеза. На протяжении обеих эпох происходило периодическое образование соленосных формаций галитового и галит-сильвин-карналлитового семейств. Своеобразие эволюции соленакпления палеозойской эпохи выразилось в образовании характерных только для нее соленосных формаций каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитового и каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитового семейств, которые, по-видимому, возникли лишь в пермском периоде после герцинской складчатости. Особенностью эволюции соленакпления мезозойско-кайнозойского времени является появление в меловом периоде хлоридных формаций, включа-

ющих бишофит- и тахидритсодержащие породы хлоридного класса, в палеогеновом периоде - формаций хлоридно-карбонатного (содового) класса, а в неогене - значительного количества новых семейств натриево-сульфатного подкласса.

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ИХ МЕСТО  
В ЭВОЛЮЦИОННОМ РЯДУ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ  
А.Г.Зайцев, О.В.Горбачев ( ИЛСАН СССР, Москва )

Результаты изучения карбонатных осадков гранулитового комплекса и беломорской серии восточной части Балтийского щита, горанской серии Памира, а также сопоставление с карбонатсодержащими сериями Алданского и Анабарского щитов (желтулинской, магтанской, халчанской, машанской и др.) и других архейских регионов позволили получить ряд выводов:

1. Все выше перечисленные типы карбонатсодержащих разрезов характеризуются определенным набором пород: карбонаты (мраморы, кальцифиры), пироксенсодержащие породы (основные кристаллосланцы, пироксеновые гнейсы, эклогитоподобные породы), кварциты. Характерной особенностью является форма залегания карбонатных пород: либо это маломощные (до 50 м) линзы и слои мраморов и кальцифиров, неравномерно распределенные по разрезам, либо выдержанные слои, мощностью до нескольких сотен метров.

2. Количество карбонатных осадков в разрезах пород раннего докембрия описанных регионов в некоторых случаях колеблется в пределах от 1% до 10%, достигая в ряде регионов 20%.

3. В карбонатных породах архей целого ряда регионов (Украинский и Балтийский щиты, Восточно-Саянская складчатая зона и др.) отмечается наличие органических остатков (микрофитолиты) и углерода биогенного происхождения.

4. Среди карбонатных пород встречаются кальцитовые, доломитовые и магнезитовые разновидности. Нередко отмечается наличие в карбонатных породах в парагенетической ассоциации с карбонатами скаполита. Описаны в ряде случаев бороносные породы.

5. Изотонный состав углерода, кислорода, а также геохимические особенности карбонатных пород свидетельствуют об образовании их в бассейнах как нормальной, так и повышенной солености.

6. Из анализа литологических, структурных и формационных особенностей карбонатных толщ вытекает, что уже на раннедокембрийском этапе существовало, по крайней мере, два типа бассейнов карбонатакопления.

Для первого типа отложений характерны относительно небольшие мощности (от 50 до первых сотен метров), обычно линзообразная форма залегания карбонатных пород, мелкая цикличность, относительно небольшое количество карбонатных пород в разрезах, более дифференцированный характер осадков, слагающих карбонатные толщи, больший удельный вес высокоглиноземистых осадков. Подобные особенности присущи мелководным бассейнам континентального типа. К этому типу, вероятно, могут быть отнесены беломорская серия, гранулитовый комплекс Балтийского щита, халчанская серия Анабарского щита, иенгская серия Алданского щита и др.

Для отложений бассейна второго типа свойственна большая мощность карбонатсодержащих разрезов, их выдержанность по латерали, многократно повторяющаяся ритмичность. Осадки, слагающие карбонатные разрезы, менее дифференцированы. Осадочные толщи такого типа могли формироваться в эпиконтинентальных морских бассейнах. Характерным примером осадков такого типа может быть горанская серия Памира.

Приуроченность разрезов первого типа к древним стабилизированным областям (Балтийский, Анабарский, Алданский щиты), а второго к длительно живущим подвижным зонам (горанская серия Памира, слюдянская серия Восточно-Саянской складчатой области и др.) позволяет предполагать существование уже в архее значительной структурной неоднородности земной коры, определявшей существование бассейнов разного типа.

Таким образом, карбонатакопление на протяжении всей геологической истории Земли имеет эволюционный характер. Основным признаком эволюционного процесса является его непрерывность. Архейские карбонатные породы являлись первыми образованиями этого ряда со всеми характерными признаками, встречаемыми на протяжении всей геологической истории Земли. Это подтверждается тем, что уже на самых ранних этапах формирования земной коры процессам карбонатакопления были присущи основные факторы, свойственные более поздним эпохам: наличие биогенного фактора, зафиксированного по присутствию в карбонатных породах органических остатков и углерода, биогенная природа которого подтверждается

данными изотопии, наличие уже в раннем докембрии черт эвапоритовых бассейнов, свойственных более поздним эпохам карбонатного цикла (присутствие парагенетической ассоциации сканолит-карбонаты, наличие боросных пород среди карбонатных отложений, наличие магнезита первичноосадочного генезиса, установившийся круговорот серы, подтверждаемый изотопными данными).

Полученные данные позволяют считать, что уже в архее существовали карбонатные осадки, приуроченные к резко различным структурным элементам земной коры, которые являются, по-видимому, прототипами платформенных и геосинклинальных осадков более поздних эпох.

#### ОБ ОТНОСИТЕЛЬНОМ КОЛИЧЕСТВЕ ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ

В.Е.Закруткин ( РГУ, Ростов-на-Дону )

Развитие живого вещества и формирование осадочного слоя земной коры являются процессами взаимосвязанными. Поэтому познание эволюции седиментогенеза в геологической истории предусматривает параллельное познание эволюционных аспектов биосферы.

Имеющиеся биохимические и микропалеонтологические данные свидетельствуют, что жизнь существовала на Земле уже в период образования древнейших из известных сегодня осадочных пород. Следовательно, можно полагать, что биосфера возникла, по крайней мере, 4 млрд. лет назад. С этого сугубо ориентировочного рубежа и до наших дней шло усложнение биосферы, которое выразилось в увеличении разнообразия живых существ и в усложнении их организации. Эта качественная сторона эволюции биосферы считается бесспорной. Что касается изменчивости общей массы организмов, то здесь мнения исследователей расходятся.

Количество живого вещества в любой экологической системе зависит от величины чистой продукции, скорость образования которой пропорциональна интенсивности фотосинтеза (Вудвелл, 1972). Последняя, в свою очередь, определяется содержанием  $CO_2$  в атмосфере. Отсюда следует, что скорость образования чистой продукции в мировом масштабе и соответственно биомасса контролируются количеством двуокиси углерода. Сказанное справедливо, однако, в том

случае, если другие факторы (температура, освещенность, наличие доступной воды и минерального питания) существенно не лимитируют процесс фотосинтеза.

Содержание углекислого газа в современной атмосфере (0,03%) примерно в 50 раз ниже концентрации, оптимальной для фотосинтеза. Поэтому сегодня все зеленые растения вынуждены работать на "голодном углекислотном пайке". На протяжении основной части фанерозоя концентрация углекислого газа в атмосфере составляла 0,1-0,4% (Будыко, Ронов, 1979). В раннем докембрии, по данным разных авторов, его содержание превышало современное в 10-100 раз, т.е. равнялось 0,3-3%. При таких концентрациях  $\text{CO}_2$  в атмосфере продуктивность большинства автотрофных растений соответствует максимальным значениям.

Таким образом, содержание в атмосфере углекислого газа - основного субстрата фотосинтеза - неуклонно снижалось от оптимальных значений в раннем докембрии до минимальных - в современную эпоху. В докладе также показано, что в течение геологического времени уменьшались ресурсы минерального питания, ухудшались климатические условия (термический режим, влажность). Обеднив атмосферу углекислым газом, зеленые растения обогатили ее кислородом, подняв его содержание с почти нулевых значений до современных концентраций (21%). Процесс выделения кислорода при фотосинтезе труден в энергетическом отношении, поэтому увеличение  $\text{O}_2$  в атмосфере служило дополнительным фактором, лимитирующим активность фотосинтеза. Из всего сказанного следует, что состав внешних оболочек Земли и их состояние в раннем докембрии были более благоприятными для фотосинтеза автотрофных растений, чем в последующие эпохи.

В настоящее время, как известно, существует две точки зрения относительно изменения количества живого вещества в геологической истории. Согласно одной из них, сформулированной еще В.И.Вернадским, биомасса живых организмов является планетарной константой, согласно другой - она возрастала в течение геологического времени. Автор на основании приведенных данных считает возможным выдвинуть гипотезу о последовательном (постепенно скачкообразном) сокращении общего количества живого вещества в биосфере. Таким образом можно полагать, что эволюция выражалась в трех основных процессах: в увеличении разнообразия живых

существ, в усложнении их организации и в сокращении общей биомассы. В итоге этой эволюции, если сопоставить данные о современной биомассе организмов с величинами, характеризующими видовое разнообразие животных и растений, оказалось, что на виды животных приходится 79% общего числа видов, хотя составляют они всего лишь около 1% всей биомассы. Для растений эти параметры соответственно равны 21 и 99%. Сопоставление приведенных цифр подтверждает хорошо известную фундаментальную закономерность теории развития (Камшилов, 1974): более высокий уровень дифференциации живого вещества сосредоточен в меньшем объеме, чем уровень менее дифференцированный.

## РАЗВИТИЕ МОРСКОГО КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ю.П.Казанский ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

1. Карбонатные осадки рассматриваются как автохтонные продукты, отражающие в своем составе физико-химические условия ландшафтно-климатических зон их накопления.

2. Анализ современного морского карбонатонакопления показывает, что, при существующих соотношениях составов газов в атмосфере и солей в морской воде, основным фактором, определяющим масштабы карбонатной седиментации, является температура раствора. По ее среднегодовой величине с учетом сезонных колебаний выделяется четыре ландшафтно-климатические зоны (полярная, бореальная-нотальная, субтропическая и тропическая), каждая из которых подразделяется на подзоны: прибрежные гумидные, прибрежные аридные, шельфовые, континентального склона и пелагические. Для каждой из этих зон характерны свои отношения между кальциевыми и кальциево-магниевыми карбонатами, а также свои наборы органических остатков карбонатного состава.

3. Ископаемые карбонатные осадки являются продуктами древних ландшафтно-климатических зон, физико-химические параметры которых зависели от температурного режима вод, газового состава атмосферы, солей композиции вод Мирового океана и уровня развития биосферы. По этим показателям выделяются пять основных этапов морского карбонатонакопления, регулирующиеся по составу, структуре и пространственному распределению карбонатных компонентов:

1) архейский-раннепротерозойский; 2) раннепротерозойский-вендский; 3) кембрийский-ордовикский; 4) ордовикский-каменноугольный и 5) пермский-голоценовый.

Рубежами этих этапов являются: 1) развитие органогенных построек и морского доломитообразования в конце раннего протерозоя; 2) появление морских организмов с карбонатными раковинами в конце докембрия; 3) их разнообразие в ордовике и 4) распространение пелагических органогенных карбонатных илов в конце палеозоя.

## ТЕРРИГЕННЫЕ КВАРЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ И ВОПРОСЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

А.А.Константиновский ( ЦНИГРИ, Москва )

1. Кварцевые и олигомиктово-кварцевые отложения, резко выделяющиеся среди остальных терригенных пород высокозрелым составом, представляют собой конечный продукт эволюции терригенных осадков. Сложенные ими толщи, образующие трансгрессивную и (или) регрессивную части региональных осадочных циклов, реже отдельные неполные циклы, необходимо выделять в качестве самостоятельных формаций и их комплексов. Всем им свойственна специфическая ассоциация устойчивых кластогенных аксессуариев, ценных в практическом отношении и нередко образующих ископаемые россыпи промышленного значения.

2. Рассматриваемые формации представляют собой главным образом продукты перемыва и переотложения материала кор химического выветривания. В противоположность молассам, они являются индикаторами эпох стабильного тектонического режима и гумидного литогенеза и отражают крупную цикличность геологической истории. Намечаются следующие основные уровни широкого их развития: низы нижнего протерозоя, верхняя часть среднего протерозоя, верхний протерозой (рифай), ордовик, средний девон-нижний карбон, верхний триас, мел-палеоген-миоцен.

3. Терригенные кварцевые и олигомиктово-кварцевые формации представляют собой характернейшие отложения континентов, поскольку главными исходными питающими комплексами при их накоплении во все геологические эпохи являлись гранитизированные породы раннедокембрийского кристаллического основания. Эти формации

широко развиты в составе чехлов протоплатформ и древних платформ (кратонов), а также на континентальных окраинах — миогеосинклинальных прогибах. Их появление и широкое распространение главным образом с начала раннего протерозоя фиксирует завершение процессов мощной и практически повсеместной гранитизации континентальных блоков, происходившей около 2700 млн. лет назад.

4. В ходе осадочного процесса от докембрия к фанерозю рассматриваемые формации постепенно утрачивают свое значение. Одна из причин этого заключается в сокращении площадей обнаженного гранитизированного основания по мере разрастания осадочного плитного чехла. Другая причина, по-видимому, кроется в изменении характера химического выветривания в связи с уменьшением содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере.

5. Наиболее значительные изменения вещественного состава рассматриваемых формаций произошли на рубеже раннего и среднего протерозоя. Исчезли характерные для многих нижнепротерозойских толщ (Витватерсранд, Жакобина, Матиненда серии Эллиот-Лейк) обломочные пирит и минералы урана, среди кластогенных акцессориев важную роль начал играть гематит, породы резко обогатились окислами и гидроокислами железа. Со среднего протерозоя в разрезах кварцевых и олигомиктово-кварцевых формаций повсеместно появились мощные пачки и толщи красноцветных пород (вепсий Карелии и др.). В позднем протерозое (рифее) и в фанерозое изменений в вещественном составе было значительно меньше: постепенно снижалась роль окисных и гидроокисных соединений железа (в том числе обломочного гематита), возрастала концентрация циркона, минералов титана и редких земель, промышленные россыпи которых локализованы преимущественно в палеозойских, мезозойских и третичных формациях.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ РИФООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В.Г.Кузнецов ( МИНХ и ГП, Москва )

Эволюция рифообразования в истории Земли рассмотрена в трех аспектах: палеонтологическом, минералого-геохимическом и геолого-геоморфологическом. Следуя в основных чертах общей эволюции литогенеза и органического мира, рифообразование имеет свои

особенности.

1. Строителями протерозойских органогенных построек были синезеленые водоросли со стелющимся по субстрату слоевищем. В палеозое состав рифостроителей резко расширяется как за счет кустистых и вертикально стоящих водорослей, так и разнообразных животных. В мезозое и кайнозое разнообразие рифостроителей сокращается и ведущими становятся водоросли и шестилучевые кораллы. Подобное сокращение набора организмов на фоне расширяющегося во времени филогенетического дерева органического мира является первой особенностью эволюции рифовой экосистемы. Другая особенность заключается в том, что ряд групп организмов появляется, а иногда и достигает массового развития в органогенных постройках и рифах, и лишь затем расселяется в другие биотопы. Наконец, известны группы организмов, которые продолжают существовать и развиваться количественно, но практически выходят из состава рифового биоценоза, или их значение резко снижается.

2. В течение геологической истории происходит изменение минералогического состава построек от доломита с кальцитом в рифе к кальциту и частично арагониту в палеозое и арагониту в ассоциации с высокомагнезиальным кальцитом в мезозое-кайнозое. В противоположность общей тенденции смены доломитов известняками в открытых водоемах нормальной солености, формирующиеся в этих обстановках рифы первично обогащены магнием. В них раньше появляется арагонит и его количество, по сравнению с вмещающими отложениями, более существенно, что предопределяет большую интенсивность накопления в рифах стронция.

3. Рифейские постройки представлены исключительно биостромами, реже биогермами. Изменение характера рифостроителей в начале палеозоя привело к образованию рифов — сооружений более высокого уровня организации; при этом продолжали формироваться и простые постройки. Устанавливается и последовательное возрастание высоты построек над дном моря — от первых метров в рифе к сотням, реже тысяче метров в палеозое и до 2–3 тыс. м и более в мезокайнозое.

Некоторые этапы относительного сокращения рифообразования соответствуют эпохам максимально широкого карбонатонакопления, когда субаквальный рельеф был сглажен, что не благоприятно для

образования рифов.

Анализ скоростей роста рифостроителей и особенностей строения рифов показывает, что в фанерозое рост рифов лимитировался только темпом тектонического прогибания. Его ускорение и увеличение в связи с этим контрастности рельефа обусловили увеличение высоты и разнообразия рифов в течение геологической истории. Возможно, что смена стелющихся водорослей вертикальными и кустистыми на рубеже венд-кембрий, а также появление симбиоза зооксантелл и кораллов в триасе явились реакцией на более интенсивные прогибания.

В проблеме эволюции рифообразования требует дополнительного изучения вопрос о смене в геологической истории тектонической приуроченности рифов, связей их с различными палеогеографическими типами бассейнов; распределение в пространстве при моделях стабильного положения материков и тектоники плит.

## РАЗВИТИЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Г.А.Кузнецов (Гомельский ун-т)

1. Среди множества факторов, влияющих на развитие осадочного процесса в геологическом времени, одним из важнейших является эволюция активности тектонических движений. Это находит подтверждение в анализе скоростей осадконакопления, вещественном составе пород, закономерной смене палеогеографических обстановок, развитии фаций и формаций, в эволюции многих видов полезных ископаемых осадочного генезиса.

2. Выделяется четыре группы значений скоростей осадконакопления: для прогибов геосинклинальных областей — от 0,08 до 0,02 мм в год; платформенных морей — 0,02-0,03; океанических областей — максимум 0,01-0,02 и для бассейнов архейского возраста — 0,008-0,01 мм в год.

Отмечаются весьма своеобразные условия осадконакопления в архее, которые ныне, судя по всему, не существуют.

Максимальные скорости осадконакопления в геосинклинальных зонах протерозоя соответствовали скоростям осадконакопления в современных океанических областях. По-видимому, в протерозое повсеместно преобладало осадконакопление "платформенного" типа в условиях равнинного рельефа. Скорости осадконакопления в мезо-

зойских впадинах платформы вполне сопоставимы со скоростями осадконакопления в палеозойских геосинклинальных зонах. Эти данные указывают на закономерное увеличение скоростей осадконакопления в направлении от древнейших эпох к более молодым, т.е. на активизацию тектонических движений.

3. Учитывая "глобальные" масштабы однородных условий осадконакопления в архее, колоссальные площади распространения на всех континентах мира пород джеспилитовой формации, грандиозные поля исключительно выдержанных по латерали раннепалеозойских толщ, таких, как карбонатная и соленосная формации Сибирской платформы, отмечая, что в дальнейшем подобные площади систематически сокращались, мы приходим к выводу, что в более древние времена налитные моря были мельче и гораздо обширнее, а в целом преобладал морской режим осадконакопления. Позднее в большем объеме стали формироваться лагунно-континентальные, а еще позднее - континентальные осадочные формации.

4. Отмеченная направленность подтверждается эволюцией рельефа в истории Земли.

5. Сравнительно-формационный анализ многих родственных, например, молассоидных формаций показывает, что молассы раннепалеозойских краевых прогибов существенно отличаются от герцинских и альпийских меньшей мощностью, значительно меньшей ролью конгломератов, гораздо лучшей сортировкой матерала, более тонкой слоистостью. В целом формационные ряды древних краевых прогибов беднее, проще по разнообразию формаций, по сравнению с более молодыми.

6. Общеизвестна эволюция угленосных формаций от прибрежно-морских к континентальным; осадочных железорудных формаций (в докембрии - джеспилиты - условия открытого бассейна; в палеозое - мелководно-морские оолитовые руды; с мезозоя все чаще появляются руды континентального типа, приуроченные к коре выветривания или к озерно-болотным отложениям); соленосных формаций (соленакпление в раннепалеозойских морских бассейнах, занимающих огромные площади; в бассейнах лагунного типа в позднем палеозое и мезозое; в условиях небольших морских заливов, лагун, больше всего - озер - в кайнозое).

7. Рассматривая в целом эволюцию осадочных образований, заполняющих крупные тектонические структуры различного типа, например краевые компенсационные прогибы геосинклинальных облас-

тей, наблюдаем ту же картину; древние прогибы заполнены в основном морскими осадками; верхнепалеозойские – мезозойские наряду с морскими – лагунно-континентальными; более молодые прогибы сложены преимущественно континентальными формациями.

8. Приведенные материалы, а перечень их можно продолжить, позволяют утверждать факт значительного усиления тектонической активности Земли в процессе ее геологического развития, по крайней мере, для участков земной коры, занятых материковыми платформами и прилежащими к ним складчатыми (геосинклинальными) областями. Этот фактор имеет определяющее значение в развитии осадочно-го процесса в геологической истории Земли.

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И КАМЧАТКИ – ДВА ПУТИ РАЗВИТИЯ

П.В.Маркевич, О.В.Чудаев ( ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток )

Терригенные комплексы, главным образом флишевые, расположенные между офиолитовой формацией внизу и молассовой – вверху, то есть занимающие одинаковое геоисторическое положение, в Главном синклинии Сихотэ-Алиня и в Восточно-Камчатском синклинии существенно различаются по вещественному составу и условиям формирования.

На Сихотэ-Алине эти комплексы, в том числе и мощная, около 5 тыс. м флишевая формация, имеют возраст от берриаса до альба. Песчано-алевритовые породы в них представлены в основном аркозами, содержащими комплекс обломочных минералов, образовавшийся за счет переработки зрелой континентальной гранитно-осадочно-метаморфической коры.

На Камчатке формационные аналоги этих комплексов мощностью около 10 тыс. м имеют возраст от позднего мела до позднего миоцена. Для них характерны почти исключительно вулканомиктовые породы-граувакки – продукты разрушения преимущественно андезитовых вулканических островодужных построек, содержащие вулканический материал, синхронный осадконакоплению.

Глинистые минералы песчано-алевритовых пород Сихотэ-Алиня – это гидрослюда, хлорит, в меньшем количестве каолинит. На Камчатке определяющими являются минералы группы монтмориллонита-хлорита

- продукты преобразования вулканического материала среднего и основного состава.

Резкие различия вещественного состава терригенных формаций двух регионов подтверждаются и абсолютными содержаниями главных окислов, а также некоторыми петрохимическими коэффициентами:  $K_2O/Na_2O$ ,  $SiO_2/Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3 + FeO + MgO/Al_2O_3$ ,  $Na_2O/Al_2O_3$  и  $MgO/CaO$ , которые свидетельствуют не только о различном составе питающих провинций, но и глубокой химической переработке источников сноса аркозового материала и несущественной - грауваккового.

Рассматриваемые комплексы различаются также по концентрации и характеру распределения в них Sn, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, B, Ag и Ga. В песчано-алевритовых породах обоих регионов содержания этих элементов превышают кларковые от 1,4 до нескольких десятков раз, причем профилирующими для Сихотэ-Алиня являются Sn, Pb, Zn и B, а для Камчатки - Cu, Ni, Co, Cr и V, что в целом согласуется с общей металлогенической специализацией этих регионов.

С учетом данных по подстилающим офиолитовым формациям предполагается, что Сихотэ-Алинская геосинклиналь начиная с ордовика развивалась на докембрийской континентальной коре как рифтовая зона при незначительной роли вулканизма.

Восточно-Камчатская геосинклиналь была, вероятно, заложена на океаническом основании и развивалась под решающим влиянием островодужных вулканических процессов.

Таким образом, в рассмотренных двух регионах Восточной Азии однотипные терригенные формации (преимущественно флишевые) имеют различный возраст и контрастный вещественный состав - калийный и феррический, который отражает принципиальные различия в характере их геологического развития и эволюции литогенеза.

#### ИСТОРИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р.Г.Матухин, В.И.Будников, О.В.Вааг, А.В.Ван, Е.П.Марков,  
Р.С.Родин, Э.Е.Романова, П.Н.Соколов (СНИИГТИМС, Новосибирск)

История процессов осадконакопления при формировании чехла Сибирской платформы определялась многими факторами, важнейшими из которых были тектонический, обуславливающий трансгрессивный

или регрессивный этап развития бассейнов, климатический, контролировавший в совокупности с первым выветривание водосборов и, как следствие, состав осадков, поступающих в конечные водоемы стока, гидродинамические и гидрохимические особенности последних, вулканогенный, существенно влияющий в отдельные этапы на процесс седиментации и другие, значение которых было более или менее выраженным в разные периоды фанерозоя.

Начавшееся в позднем докембрии общее опускание Сибирской платформы привело к одной из самых мощных за время формирования ее чехла поздневендской трансгрессии, продолжавшейся в начале кембрийского периода. Всего в разрезе кембрия устанавливаются отложения пяти крупных трансгрессий, приуроченных к раннеалданскому, раннеленскому, среднеленскому и среднеамгинскому векам, а также, вероятно, и к началу позднего кембрия.

С максимумами трансгрессивных этапов связано преимущественное накопление сероцветных доломитов хемогенного генезиса. В отдельных частях бассейна формировались марганцевые и фосфатные залежи. В красноцветах среднего и верхнего кембрия широко развита медная минерализация.

Регрессивные этапы раннего и среднего кембрия обусловили накопление мощных толщ ангидритов, галита, а в усольское и ангарское время и калийных солей. В ряде мест установлены проявления целестина и флюорита.

В ордовике трансгрессии приурочены к волгинскому, киренскому, мангазейскому и долборскому, а регрессии — к кудринскому, нирунди́нскому и бурскому векам. Осадки трансгрессивных этапов обогащены железорудными, марганцевыми, свинцовыми, цинковыми, медными и фосфатными образованиями, а регрессивных — сульфатами (целестин, гипс).

Одними из самых мощных в палеозое были трансгрессия раннего и регрессия позднего силура.

В истории девонского осадконакопления прослеживается характерная для древних платформ Северного полушария тенденция к расширению бассейнов осадконакопления от раннего девона к позднему. Весьма значительными по площади были также раннекарбонные моря.

Новый этап в истории развития Сибирской платформы ознаменован формированием позднепалеозойской угленосной формации. Начи-

ная с этого времени связь рассматриваемого участка литосферы с открытым морем устанавливается лишь в отдельные кратковременные моменты. Повсеместное господство получает режим крупных внутриконтинентальных бассейнов, озер и болот, широким развитием пользуются торфяники. Лишь по периферии Сибирской платформы, в пределах Таймыра и Верхоянья простиралось море, в мелководной шельфовой зоне которого формировались песчано-глинистые и карбонатные осадки.

Анализ изменения по разрезам литологического состава пород, как и содержащихся в них органических остатков позднего палеозоя, указывает на многократные изменения условий седиментации, выраженные в сменяющих друг друга кратковременных трансгрессиях и значительно более длительных регрессиях бассейнов.

Распространение мезозойско-кайнозойских терригенных песчано-глинистых осадочных пород Сибирской платформы полностью подчинено общей тенденции развития осадочного чехла в фанерозое — чем моложе осадки, тем меньшую площадь они занимают и тем более значительная их часть представлена континентальными фациями.

Состав пород на рассматриваемом этапе принципиально не менялся: все они представлены кварц-полевошпатовыми разностями с каолинит-гидрослюдистой глинистой составляющей и лишь в отдельные периоды в них резко усиливалась роль перетолженных продуктов коры выветривания. К таким периодам относятся: ладинский век среднего триаса, рэт-лейас, гоар- начало аалена, поздняя юра — валанжин, апт-сеноман, сенон и дат-эоцен. С последним этапом связаны все основные проявления бокситов.

К континентальным юрско-меловым отложениям, юго-востока Сибирской платформы приурочены крупные месторождения угля.

## ЭВОЛЮЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КУНГУРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Л.Н.Морозов (Ин-т химии нефти и природных солей АН КазССР)

Геолого-промышленная оценка месторождений калийных и борно-калийных солей Прикаспийской впадины неотделима от решения проблемы внутреннего строения соляных куполов. Последнее же зависит, в свою очередь, от выяснения закономерностей стратификации соляной толщи и эволюции соленакпления в Предуральско-Прикаспийском

бассейне. Отсутствие фауны в соленосных толщах, широкое распространение опрокинутых изоклинальных складок в соляных штоках, о чем свидетельствует наличие почти в 50% суммарного объема бурения на Эльтонском куполе обращенного разреза и факты частого чередования во многих скважинах интервалов с прямым и опрокинутым положением, придадут отмеченным проблемам особую актуальность. Использование в процессе изучения Эльтонского купола метода дробного расчленения вмещающей каменной соли и калиеносных пород на литогенетические разновидности по особенностям их внутренней слоистости, текстуры и характеру распределения породобразующих минералов и водонерастворимых примесей, позволило выявить генетическую последовательность напластований (Деревягин и др., 1979; Морозов и др., 1980) и наметить основные закономерности эволюции соле- и калиенакпления как в циклах, так и в целом в ходе формирования галогенной формации.

Основной объем вскрытой и изученной части соляной толщи на Эльтонском месторождении составляют отложения трех крупных, вмещающих по несколько более мелких, циклов соленакпления, выделенных в качестве основных (улаганская, эльтонская, ланцутская свиты) и вспомогательных (подсвиты, пачки) стратиграфических подразделений. Наряду с отчетливым циклическим строением кунгурской соляной толщи в целом, к характерным общим особенностям ее и выделенных свит относится отчетливое, регрессивное, зональное и при этом асимметрично-ритмичное строение (Морозов, 1979). Это свидетельствует о необратимом ходе соле- и, особенно, калиенакпления в бассейне, связанном с направленным ростом в рапе содержания хлористого магния за счет уменьшения содержания калия и натрия в ходе галогенеза.

Наличие галопелит-доломитовых и ангидритовых горизонтов в разрезах соляных массивов и обрамления впадины свидетельствует о неоднократных "рассолонениях" бассейна и периодическом прекращении садки солей в нем. Учитывая практическое отсутствие в разрезе соляной толщи интервалов с обратной последовательностью слоев, либо их крайне незначительную мощность (не превышает нескольких метров), можно предполагать, что процесс рассолонения происходил весьма быстро, обуславливая тем самым крайне асимметричное строение подразделений (свит, подсвит, пачек) стратиграфического разреза.

Исключительно закономерное чередование пород в разрезе циклов любого порядка: галопелит-доломит-ангидриты и ангидрит-галитовые породы (характерны только для крупных циклов), ангидритосодержащая каменная соль, мономинеральная каменная соль, калийные, калийно-магниевоы соли, бишофиты (кизериты), соответствующее зональной последовательности соляных пород, отлагающихся при испарении морской воды, свидетельствует о закономерном изменении условий седиментации в солеродном бассейне в пределах циклов от стадий низкой солености до высокого засоления и эвтонии. Об этом же говорит и постепенное вверх по разрезу повышение бром-хлорных отношений и снижение содержания ангидрита в каменной соли. Наличие градационноподобной слоистости во многих слоях разреза, также способствующее определению в полевых условиях их структурного положения, свидетельствует о направленности хода седиментации в бассейне и в небольшие отрезки времени.

Наряду с отмеченными общими закономерностями строения и формирования соляной толщи, примечательно то обстоятельство, что ни один из циклов и ни один из его слоев, соответствующих определенным стадиям соле- и калиенакопления, не идентичен по составу, текстурным признакам и строению аналогичному слою в другом цикле. Эта особенность разреза, способствовавшая расчленению пород, выделению их литогенетических типов и надежной корреляции слоев и калийных горизонтов соляной толщи, также говорит о специфичности и своеобразии седиментационного процесса в каждый отдельный промежуток развития бассейна и в целом — о его необратимом характере.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА И УСЛОВИЙ  
ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВывЕТРИВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ  
А.И.Пак ( ИГиГ АН УзССР, Ташкент )

Доклад составлен на основании обобщения обширного литературного материала и личных исследований автора.

В истории Земли выделяются три последовательно сменяющихся этапов развития кор выветривания: доазойский; азой-раннеархейский; позднеархей-протерозой-фанерозойский.

В доазойском этапе ( 7-5 млрд. лет ) развитие кор выветрива-

ния происходило в условиях отсутствия атмосферы и гидросферы. В результате оформлялся лишь обломочный элювий типа лунного реголита.

В азой-раннеархейском этапе (5–3,6 млрд. лет) вся поверхность Земли покрывалась гидросферой. В связи с этим формировались только коры выветривания в субаквальных условиях под водами Первичного океана. Поэтому в литогенезе данного этапа наряду с продуктами подводного вулканизма значительную роль играли и продукты подводного выветривания последних.

В позднеархей–протерозой–фанерозойском этапе (3,6 млрд. лет по н/в) развитие кор выветривания происходило как в субаквальных, так и субаэральных условиях соответственно в пределах акватории Мирового океана и континентальных блоков. Это обусловило широкое участие в континентальном и океанском (морском) литогенезе кор выветривания отмеченных выше двух генетических типов.

Развитие кор выветривания континентальных блоков происходило в определенной эволюционной направленности. Так, в позднем архее (3,5–2,6 млрд. лет) появились протоконтиненты в виде небольших островов, и в связи с этим впервые в истории Земли возникли предпосылки для развития кор выветривания и в субаэральных условиях. Содержание кислорода было ничтожно. На суше господствовали абиогенные ландшафты с восстановительной средой, оформлялись главным образом эфемерные коры выветривания, сложенные обломочным элювием. Кислотность вод мирового океана постепенно понижалась до слабо кислой, а в конце архея местами до слабо щелочной. В связи с этим пирокластический материал подвергался каолинизации, а по базальтовым излияниям – развитию кор выветривания монтмориллонит–каолинитового типа.

В раннем протерозое существовали обширные протоплатформы и протогоэосинклинальные области. Это обусловило впервые в истории Земли развитие соответствующих геологических типов кор выветривания. В пределах континентальных блоков впервые выделялись гумидные и аридные климатические пояса. Во влажном поясе оформлялись преимущественно двухзональные профили кор выветривания гидрослюдистого и монтмориллонитового типа, а в аридных – развитие лишь обломочного элювия. В ландшафтах господствовала восстановительная среда, поэтому зона полугорных окислов в профи-

лях кор выветривания развития не имела.

Воды Мирового океана, начиная с раннего протерозоя, и в течение всего фанерозоя отличались слабощелочными реакциями. В связи с этим происходила главным образом монтмориллонитизация и цеолитизация вулканогенного материала и развитие гидрослюдисто-монтмориллонитового типа кор подводного выветривания по базальтовым излияниям. Лишь по локальным очагам дегазации вещества мантии Земли развивались коры выветривания монтмориллонито-каолинитового состава, за счет размыва и перераспределения которых, по-видимому, образовались высокоглиноземистые породы.

В позднем протерозое устанавливаются типичные платформы и геосинклинальные системы. На суше еще более четко обозначились гумидные и аридные климатические пояса. Наиболее мощные коры выветривания связаны с влажным тропическим поясом. Здесь формировались в лучшем случае трехзональные профили монтмориллонито-каолинитового состава с единичными выделениями минералов свободного глинозема. Однако зона полуторных окислов все еще развития не имела.

Сходные геологические условия образования кор выветривания сохранились и в фанерозое. Однако климатическая зональность на Земле, сходная с современной, установилась только в олигоцене. В связи с этим с конца фанерозоя шло развитие кор выветривания аридного, гумидного и ледового типов литогенеза. При этом, как и в предшествующие эпохи, наиболее мощные геохимически интенсивно проработанные коры выветривания были связаны с гумидным тропическим поясом. Начиная со среднего девона в тропическом поясе оформлялись коры выветривания с полизональным, нередко четырехзональным строением профилей с зоной полуторных окислов.

## РАЗВИТИЕ СИСТЕМ ОБСТАНОВКИ КАРБОНАТНАКОПЛЕНИЯ В ФАНОРОЗОЕ

Д.К.Патрунов ( НИИГА, Ленинград )

Системы обстановок, в которых формируются разнотипные карбонатные осадки, определяются состоянием ландшафтной сферы и уровнем развития органического мира. Эволюция ландшафтной сферы запечатлена в изменчивости комплексов карбонатных фаций, отчетливо проявившейся в течение фанерозоя.

Из докембрия в фанерозе были унаследованы, но затем полностью или большей частью потеряли свое значение обстановки, в которых формировались морские доломиты, мощные пачки водорослевых известняков, карбонатные осадки из "нескелетных зерен" (стустков, их агрегатов, покрытых зерен и т.п.), хемогенные и биохемогенные известковые илы. Это связано с климатическими изменениями, переменами в распределении обширных мелководных акваторий, оказавшихся в основном в умеренном и холодном климате, усилением терригенного сноса, в результате чего исчезли эпиконтинентальные мелководные бассейны карбонатонакопления и сохранились лишь реликты карбонатных аккумулятивных литоралей.

Через весь фанерозой проходят обстановки карбонатонакопления, связанные с подводными склонами. В раннем и среднем палеозое склоновые осадки чаще всего представлены карбонатными брекчиями и оползшими массами карбонатных отложений; позднее все большую роль играли карбонатные турбидиты, доминирующие в современную геологическую эпоху. В этом прежде всего отразилось увеличение перепадов глубин в морских бассейнах.

В фанерозое получило расцвет рифообразование. В раннем и среднем палеозое были широко распространены мелководноморские рифы. Со среднего палеозоя возникают протяженные — на многие тысячи километров — системы барьерных рифов вдоль материковых окраин. К четвертичному времени рифообразование в основном сместилось в океан, где рифы обрамляют острова, образуют атоллы и т.п. Изменялся также сам характер рифовых построек вместе с эволюцией рифостроящей ассоциации организмов. Благодаря способности рифостроящих ветвистых кораллов к быстрому росту и регенерации современные рифы являются ярко выраженными волноломными структурами и источником обильного обломочного материала, чего нельзя сказать о кораллово-строматопоровых рифах раннего и среднего палеозоя. Развитие рифов в фанерозое отражает возрастание расчлененности дна бассейнов и усиление волновой активности вод. Распространение рифов изменялось в связи с перестройками структуры Мирового океана и с изменением климата.

С середины мезозоя (время становления Атлантики) формируется современный тип пелагической карбонатной седиментации. Приобретают пороодообразующее значение наннопланктон и фораминиферы. Важным фактором, лимитирующим глубоководное карбонатонакопление,

становится карбонатная компенсация, в то время как ранее таким фактором было, скорее всего, углекислое заражение придонных вод и осадков в морских впадинах. Изменения в характере пелагической карбонатной седиментации тесно связаны с активизацией циркуляции океанических вод. Это же обусловило возникновение окислительной среды на больших глубинах и, как следствие, появление красной окраски у некоторых пелагических осадков, в том числе давших начало известнякам типа аммонитико-росса, и образование железо-марганцевых корок и конкреций.

Устойчивое формирование атоллов с эоцена стало возможным благодаря стабильно глубокому положению уровня карбонатной компенсации.

Для современной геологической эпохи характерно довольно широкое распространение холодноводных обстановок карбонатной седиментации на открытых шельфах и усиление независимости между факторами, контролирующими распределение фаций мелководных и глубоководных карбонатных осадков.

Развитие систем обстановок карбоната накопления в фанерозе имеет в целом необратимый характер вследствие прежде всего необратимости развития органического мира и эволюции, качественных изменений Мирового океана.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Г.Петров, С.В.Сараев ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

В разрезе докембрия западного складчатого обрамления Сибирской платформы выделяется несколько серий, сложенных карбонатно-терригенными, терригенно-карбонатными, терригенными геосинклинальными и субплатформенными отложениями.

Изменяющиеся во времени условия осадконакопления отразились на химическом составе однотипных, но разновозрастных отложений.

Стабилизация тектонического режима и тенденция в изменении климата к общей его гумидизации в областях сноса привели в разрезе докембрия к возрастанию химической зрелости метааргиллитов от нижнего к верхнему рифею. Это находит выражение в увеличении значений вверх по разрезу частной глиноземистости и отношений

$K_2O/Na_2O$  ,  $Al_2O_3/Na_2O$ .

Отношения В : Ga, Sr : Ba в глинистых породах и в глинистой фракции из терригенных и карбонатных пород, наряду с данными текстурного анализа свидетельствуют о господстве для всего времени накопления ниже-среднерифейских отложений мелководных, прибрежно-морских условий осадконакопления, которые в верхнем рифее сменяются условиями, близкими к континентальным.

Наиболее восстановительные условия в древних бассейнах существовали в нижнем - среднем рифее. Для верхнего рифея характерны окислительные обстановки осадконакопления.

От нижнего рифея к верхнему увеличивалась роль источников питания, расположенных на востоке, в пределах древней Сибирской платформы.

#### ЭВОЛЮЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА Е.В.Пучков, Е.С.Зорин ( КазИМС, Алма-Ата )

На различных возрастных уровнях геологической истории происходило образование специфических углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций, с которыми связан широкий комплекс полезных ископаемых.

В пределах Казахстана выделяются следующие основные возрастные уровни углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций: среднерифейский, кембрийский, фамен-нижнекаменноугольный, перм-триасовый, меловой. Потенциальная рудоносность мезокайнозойских формаций в настоящее время изучена недостаточно.

Сравнение углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций во времени показывает тенденцию к увеличению карбонатной составляющей и общему усложнению их состава от рифея к верхнему палеозою. В мезокайнозойское время наблюдается увеличение интенсивности осадконакопления и значительная дифференциация литологического состава формаций.

От более древних формаций к более молодым отмечается закономерное уменьшение общего содержания органического углерода и при близкой степени метаморфизма - уменьшение битумоидов А и С. В допалеозойских образованиях наблюдается увеличение шунгитовой составляющей.

Наиболее характерными полезными ископаемыми, связанными с формированием углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций являются: осадочные стратиформные и стратифицированные месторождения железа, марганца, фосфора, ванадия, молибдена, цветных металлов, осадочно-метаморфогенные и гидротермально-осадочные месторождения цветных, редких и благородных металлов. Стратиформные и стратифицированные месторождения, связанные с рифейскими и нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными формациями, характеризуются сложным полиметалльным профилем (черные, цветные и редкие металлы). В средне- и верхнепалеозойских формациях месторождения имеют более простой состав с преобладанием двух-трех металлов. Для мезокайнозойских месторождений характерен монометалльный профиль.

Анализ эволюции и металлогенических особенностей углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций Казахстана позволяет предложить введение понятия о рудно-осадочной системе, включающей формирование и преобразование компонентов осадка на стадиях седиментации, диагенеза и катагенеза, перераспределение, концентрацию и фиксацию рассеянного рудного вещества и т.д. процессы саморазвития осадка, ведущие к образованию рудных скоплений.

Формирование и развитие рудно-осадочной системы определяют следующие факторы. 1. Выпадение в осадок тяжелых металлов в результате влияния аномальных содержаний щелочно-земельных элементов и основных анионных групп в седиментационном бассейне; 2. Скорость осадконакопления, способствующая захоронению органического вещества и сохранению его активности при последующих процессах; 3. Характер преобразования органического вещества, способствующий формированию аномального состава иловых и поровых вод, изменению режима серы и кислорода, а также возникновению температурных аномалий на стадии диагенеза; 4. Изменение окислительно-восстановительного потенциала и появление условий для образования труднорастворимых окисных и сульфидных соединений; 5. Состав и степень преобразования глинистых минералов как условие для возникновения ионообменных процессов; 6. Образование рудных тел с участием диагенного и катагенного сероводорода и кислорода.

Взаимовлияние этих факторов приводит в конечном счете к многообразию месторождений различных минеральных типов, имеющих многие общие черты, что позволяет рассматривать их как изоморфный

ряд единой рудноосадочной системы.

Наиболее ярким примером рудно-осадочной системы является углеродсодержащая терригенно-карбонатная формация, с которой связаны стратиформные и стратифицированные месторождения железа, марганца, меди, свинца и цинка. По гидродинамическому и физико-химическому характеру среды осадконакопления в ней выделяется ряд подсистем, характеризующихся определенным набором литофаций и рудных компонентов: а) известково-доломитовая медно-свинцово-цинковая (Миргалимсай, Маунт-Кели); б) кремнисто-карбонатная железо-марганцево-свинцово-цинковая (Жайрем, Шалкия, Караджал, Ушкатын); в) кремнисто-карбонатно-терригенная свинцово-цинково-железо-медная (Джезказган, КМА, Кривой Рог, Узунжал).

ПРЕИМУЩЕСТВЕННОСТЬ И РАЗВИТИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ  
О.М.Розен ( ИЛСАН СССР, Москва )

Чрезвычайная длительность докембрия, охватывающего самые ранние геологические процессы, последовавшие после завершения формирования Земли из протопланетного вещества, определяет некоторые яркие черты эволюции осадочного породообразования. Эти черты наиболее отчетливо проявлены, например в смене 2,5-2,2 млрд. лет назад (1) железисто-кремнистых ассоциаций, сопровождаемых базальтоидами (появившихся ранее 3,8 млрд. лет) (2) джеппитовыми, (3) гематито-кремнисто-карбонатными, - нередко марганценосными, - с пизолитовыми текстурами безэффузивными формациями (типа впадины Каммерсли и др.), на смену которым в начале фанерозоя (0,6 млрд. лет назад) пришли самостоятельные (4) оолитовые гемит-сидеритовые и марганцево-рудные псиломе-лан-родохрозитовые ассоциации среди существенно терригенных отложений. По-видимому, уникальным в истории было появление золотоносных и урановых конгломератов в начале нижнего протерозоя (2,6-2,4 млрд. лет) или ванадиеносных отложений - на рубеже протерозоя и фанерозоя. Собранные в последние годы материалы позволяют утверждать, что первые фосфориты появились 3,0-2,6 млрд. лет назад, а флишевые, тиллитовые и эвапоритовые отложения известны только с нижнего протерозоя, охватывающего интервал 2,6-1,9 млрд. лет на-

зад, по последним геохронологическим данным.

Появление или исчезновение тех или иных ассоциаций или отдельных типов пород может быть вызвано весьма различными, — в том числе чужеродными, эндогенными или астрономическими, — факторами и не доказывает непосредственно эволюции осадочного процесса, а может характеризовать смену одного явления другим. По-видимому, наиболее правильно рассматривать развитие как процесс накопления отклонений на фоне преемственности в главных признаках данного явления. Наиболее интересно проследить определенные признаки породных ассоциаций на всем временном отрезке докембрия. Использование характерной ассоциации отложений позволит избежать случайностей, связанных с сопоставлением единичных типов пород, а чтобы снять влияние перекристаллизации при метаморфизме и унифицировать сопоставление, целесообразно использовать расчет составов пород по химическим аналогам на основе метода, предложенного ранее автором.

В работе рассматриваются вопросы эволюции осадконакопления и показано, что в интервале от 0,6 до 3,8 млрд. лет сохраняются устойчивыми типы пород и их ассоциации для гумидных высокоглиноземистых отложений, аридных сульфатно-карбонатно-терригенных отложений и микститовых (смешанных) олистостромовых полимиктовых терригенных (включающих серпентинитовые песчаники) отложений.

Существенным отличием (факторами эволюции) является значительная роль ультрамафитового материала в терригенных породах древнее 3,0 млрд. лет и рассеянный характер сульфатонакопления в отложениях древнее 2,6 млрд. лет.

Также показано, что для осадочных отложений характерна преемственность в составе пород и эволюция в составе областей размыва и формах бассейнов.

## ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

А.Б.Ронов (ГЕОХИ АН СССР, Москва)

I. История осадкообразования прослеживается с убывающей во времени достоверностью от современной эпохи до раннего архея (0–3,7 млрд. лет). Более древние стадии гипотетичны, но не лишены вероятности, что начало становления осадочной оболочки, равно как и гидросферы и атмосферы, относится еще к "лунной" ста-

дии формирования коры (4-4,5 млрд. лет назад).

2. Дифференцированные во времени количественные оценки площадей распространения, объемов, масс, пропорций и составов осадочных формаций и пород в пределах важнейших структурных зон континентов позволили выявить систему неоднородностей в строении осадочной оболочки, проследить эволюционные тенденции в ее развитии, установить причинные связи с историей развития других внешних оболочек (гидросфера, атмосфера, биосфера) и отметить ведущие факторы эволюции. К ним прежде всего относится необратимый процесс стабилизации коры континентов, который выразился в последовательном росте площади платформ за счет отмиравших геосинклиналей. Геохимическим следствием этого явился постепенный переход от геосинклинальной модели выветривания и дифференциации элементов, которая была господствующей на ранних стадиях развития, к платформенной модели на более поздних стадиях. В связи со структурной перестройкой коры происходили направленные во времени изменения петрографического состава пород древней суши, состава продуктов выветривания, выносившихся в моря и океаны, производных осадков и катионного состава океанических вод.

3. Параллельно протекала эволюция организмов и биосферы в целом. Увеличивалась масса живого вещества и остаточного органического углерода, захоронявшегося в осадочных толщах. Это неизбежно сопровождалось ростом содержания свободного кислорода в атмосфере, появлением сульфат-иона в водах Мирового океана, усилением диагенетических процессов в осадках и окислительных процессов на земной поверхности.

4. Изменение во времени интенсивности вулканической деятельности и рост площади внутриматериковых платформенных морей явились тем механизмом, который регулировал на фанерозойском этапе масштабы карбонатакопления, ресурсы биомассы организмов и погребенного органического вещества, концентрацию углекислого газа в атмосфере. Последняя определяла температурный режим и климатическую зональность на земной поверхности.

5. Совокупное воздействие этих изменявшихся во времени факторов определяло пути эволюции осадкообразования: появление и исчезновение определенных типов формаций и пород, изменение их количественных пропорций, необратимые преобразования в минера-

логическом и химическом их составах. Снизу вверх по разрезу осадочной оболочки четко прослеживается тенденция к увеличению  $Ca/MgO$  отношения во всех типах пород, но особенно отчетливо в карбонатных. Этот факт находится в причинной зависимости от геологически направленных изменений петрографического состава областей сноса (уменьшение площади выходов основных эффузивов, рост площади гранитоидов и осадочных пород). С преобразованиями петрографического состава питающих провинций связана также закономерная тенденция к очищению терригенных осадков от железа и его спутников ( $Ni, Co, Cr$ ). Их концентрации максимальны в породах докембрийских геосинклинальных трогов и постепенно снижаются в палеозойских осадках, достигая минимума в кайнозойских. С эволюцией петрографического состава областей сноса связано также постепенное уменьшение вверх по разрезу содержаний  $Na$  в песчаных и глинистых породах и рост концентраций  $K$  и его спутников ( $Rb, Li$ ). В ходе эволюции усиливается дифференциация химических элементов, мерой которой является величина алюмо-кремневого модуля ( $Al_2O_3/SiO_2$ ). Она закономерно увеличивается от древних к молодым глинам и столь же закономерно снижается в породах песчаных. В ходе времени растет зрелость осадков, что фиксируется увеличением коэффициента зрелости, представляющего собой отношение наименее подвижного в осадочном процессе глинозема к наиболее подвижному натрию ( $Al_2O_3/Na_2O$ ). Необратимые тренды обнаруживают редкоземельные и радиоактивные элементы, направленно изменяется среднее содержание рассеянного в осадках органического углерода, степени окисленности поливалентных металлов и серы. Все эти и многие другие минералогические и геохимические индикаторы эволюции состава пород просвечивают в любой достаточно длительно развивающейся тектонической зоне, но особенно отчетливо они выражены на древних платформах.

6. Статистическая обработка огромного блока аналитических данных (90 000 анализов), представляющих составы важнейших типов осадочных пород в разных структурных зонах осадочной оболочки континентов установила, что необратимые эволюционные тенденции, наблюдаемые в составе пород от архея до кайнозоя закономерно повторяются в ряду тектонических структур от наиболее мобильных (эвгеосинклинали) к наиболее стабильным (древние платформы). Этот эмпирический факт свидетельствует о том, что тектонический

режим в широком понимании этого слова, контролировавший в истории Земли распределение масс осадков, вулканическую деятельность, петрографический состав областей сноса и глубину разложения материнских пород, был решающим в эволюции химического состава осадочной оболочки нашей планеты.

7. На фоне необратимых преобразований отчетливо прослеживаются периодические колебания масс, пропорций и составов осадков в течение тектонических циклов. Они определялись периодическими же изменениями интенсивности вулканизма, скоростей поднятия областей сноса и погружения областей седиментации, а также ритма трансгрессий и регрессий.

8. Выдвигая на передний план тектонический фактор эволюции, нельзя сбрасывать со счета влияние климатических и фациальных условий на состав формировавшихся осадков. Накладываясь на геотектонический фон, климат вносил значительные коррективы в геохимию осадков, особенно мощно на платформах и в резко ослабленном виде в геосинклиналях.

9. Установленные закономерности изменения химического состава осадочных пород стратисферы во времени и в пространстве убеждают нас в том, что они обусловлены эволюционными преобразованиями среды седиментогенеза, а не вторичными процессами. Влияние последних ограничено, но несомненно должно учитываться исследователями.

#### ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ВЕНДА-ПАЛЕОЗОЯ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ К.С.Сагындыков ( ИГ АН КиргССР, Фрунзе )

1. Вендско-палеозойский процесс осадконакопления Тянь-Шаня обусловлен как климатическими, так и тектоническими факторами. Влияние климата выразилось в смене гумидного этапа осадконакопления (венд-нижний палеозой) аридным (средний палеозой).

2. Активное влияние тектонического фактора на вендско-нижнепалеозойский осадочный процесс Срединного Тянь-Шаня (СрТШ) связано с байкальскими и каледонскими движениями Северного Тянь-Шаня (СТШ). Средне-верхнепалеозойский процесс седиментации СрТШ протекал под влиянием герцинского тектогенеза Южного Тянь-Шаня.

В венде-нижнем палеозое СрТШ представлял собой, по-видимому, промежуточную земную кору на границе океанической СТШ и континентальной Таримской платформы. С верхнего докембрия в СрТШ формации эвгеосинклиналей не формировались. Весь разрез состоит из формаций орогенных и межорогенных (стабильных) этапов развития. Даже в формациях межорогенных этапов наблюдается изменение мощностей и фаций в связи с конседиментационной складчатостью.

3. Вулканические формации СрТШ образуют ряд антидромного типа: порфировая (рифей) → контрастная липарито-базальтовая (венд) → андезит-базальтовая (венд, нижний палеозой). Вулканогенно-осадочные формации венда делятся на вулканогенно-аркозовую и вулканогенно-микситовую. Первая формация состоит из трех субформаций: аркозовой, трахибазальтовой и туфогенно-осадочной. Вулканогенно-микситовую формацию составляют микситовая, карбонатно-терригенная, туфогенно-осадочная субформации. С вулканогенно-микситовой формацией тесно связаны вышеотмеченные контрастная липарит-базальтовая и андезит-базальтовая вулканические формации. В глубоких грабенах СрТШ в составе микситовой субформации формировались железные руды Джетымского бассейна. Железные руды (существенно магнетитовые, гематитовые, силикатные, карбонатные) и железистые породы (конглобрекции, т.е. тиллиты по представлению некоторых геологов) ближе всего стоят к формации железистых кварцитов раннего докембрия. Основные черты железнакопления на огромном интервале времени (от раннего до верхнего докембрия) и в различных тектонических обстановках (геосинклинальных - в раннем докембрии и орогенных - в венде) оставались близкими. Молассоидные формации тоже оказались перспективными в отношении промышленных месторождений железных руд.

4. Орогенные формации венда СрТШ литологически однозначно коррелируются со спаргмитовой серией Норвегии, серебрянской и сylvицкой сериями Среднего Урала, синийским чехлом Южно-Китайской платформы (Келлер, 1973; Королев, 1960; Сагындыков, 1976). В венде так же, как в герцинское и альпийское время (Яншин и др., 1974), орогенные формации (Тянь-Шань, Урал, Норвегия) в латеральном направлении переходят в породы чехла Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформ.

5. Межорогенные формации (кембрий-нижний ордовик) состоят (снизу) из редкометалльно-углеродисто-кремнисто-сланцевой, карбо-

натной и железисто-марганцевисто-кремнисто-сланцевой формаций. Иногда с кремнисто-сланцевыми формациями переслаиваются вулканиды основного и среднего состава. Стратиграфически межорогенные формации хорошо сопоставляются с одновозрастными породами чехла Таримской, Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ и явно геосинклинальными формациями каледонид СТШ. В межорогенных формациях содержатся значительные запасы бедных, но комплексных руд.

6. Средний-верхний ордовик СрТШ сложен (снизу) флишоидной и молассоидной формациями, замещающими аналогичные формации бесспорных каледонид СТШ.

### ПАЛЕООКЕАНОГРАФИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКО-ТЕТИДНОЙ ЧАСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА В МЕЛУ

Ю.Н.Сеньковский ( ИГГГи АН УССР, Львов )

Мел-палеогеновое время по сравнению с другими геологическими эпохами характеризовалось довольно широким масштабом процессов кремненакопления. Мощные толщи силицифывещающих пород прослеживаются не только в пределах распространения эпиконтинентальных морей (Европейская платформа, Западно-Сибирская платформа и т.д.), но и на территориях их геосинклинального обрамления. Глубоководным бурением мел-третичные силициты, как известно, вскрыты в ряде районов Атлантического и Тихого океанов.

Интенсивный процесс кремненакопления в Атлантико-Тетидной части океана был обусловлен определенными океанологическими условиями, которые содействовали высокой первичной продукции, осадчению и захоронению кремнистых скелетных остатков на дне седиментационного бассейна. Расположение Евразийского, Северо-Американского и Африканского континентальных блоков на конец раннемеловой и начало позднемеловой эпох определило активную связь океана Тетис с гидродинамической системой Тихого и Северного океанов, а также раскрывшегося уже на то время Атлантического океана. Сложившиеся палеотектоническая и океанологическая ситуации обусловили пространственное расположение Атлантико-Тетидного пояса кремненакопления.

Накопление кремнистых осадков в пределах этого пояса было связано, на наш взгляд, с наличием дивергенции вод и развитием апвеллинга в отдельных районах зоны океана, опоясывающей континенты. В этих районах проходил постоянный подток холодных океанических вод, поступавших с глубин океана Тетис, Тихого и Северного океанов, связанных между собой системой циркуляции. В отдельных районах бассейна в результате восходящей циркуляции глубинные холодные воды, богатые биогенными компонентами, поднимались и достигали фотического слоя. Такая обстановка создавала благоприятные условия для пышного расцвета планктонных и бентосных организмов с кремневой функцией (радиолярии, диатомовые, силикофлагелляты, губки и др.). Биомасса последних явилась основным исходным материалом для формирования разных литологических разновидностей кремнистых пород.

Полученные результаты дают основание утверждать, что кремненакопление в морских водоемах на Европейском блоке, а также в смежных геосинклиналях и в Атлантическом океане в альб-сеномане было обусловлено их связью с Мировым океаном и проходило в зонах дивергенции океанических вод и апвеллинга.

С конца второй половины раннего мела и главным образом в позднем мелу большую часть территории современной Европы покрывало эпиконтинентальное море, отделяющееся от океана Тетис широкой островной грядой, сложенной крупными древними массивами и архипелагами островов. Эта гряда, по существу, разделяла собой две области седиментации, характеризующиеся разной историей геологического развития, — платформенную и геосинклинальную.

В Северном полушарии, на территории Европы, меловое кремненакопление концентрировалось в пределах широкого пояса широтно-го направления. По условиям седиментации в его составе выделяются две основные полосы: северная — полоса платформенного кремненакопления и южная — полоса геосинклинального кремненакопления.

Североевропейская полоса кремненакопления, слагающая восточную часть Атлантико-Тетидного пояса кремненакопления, довольно четко прослеживается в пределах Европейской платформы (районы Поволжья, Днепровско-Донецкого, Причерноморского, Вольно-Подольского, Львовско-Льблинского, Балтийского, Датско-Германского, Нормандского, Англо-Парижского меловых бассейнов). Ее ширина варьирует от 300 до 1000 км, что связано с миграцией во времени областей кремненакопления на протяжении отдельных эпох ран-

него и позднего мела. В этой полосе силициты распространены в отложениях от альбского до маастрихт-датского возраста, а также развиты среди образований палеогена.

## ЭВОЛЮЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И МЕТАЛЛОГЕНИИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ КАЗАХСТАНА

Б.Б.Скьюра, Л.А.Родыгин ( КазИМС, Алма-Ата )

Красноцветные формации имеют ярко выраженную медную специализацию, что позволяет рассматривать их как рудообразующие системы гидрогенно-эпигенетического типа. В разрезе и по латерали красноцветные отложения слагают определенные ряды формаций, отражающие изменение географических (от полярных к тропическим) и климатических (от аридных к гумидным) зон областей седиментации, обстановок осадконакопления (от континентального палеоплана до морской сублиторали) и геотектонического положения (от стабильных к мобильным зонам земной коры). Размещение различных генетических типов медных руд, набор элементов - примесей в них и парагенезис с рудами различных элементов определяются лито-геохимическим типом рудоносных парагенераций пород, их пространственным взаимоотношением и геотектоническим режимом развития конкретного региона.

К эвапоритовым красноцветным формациям приурочены меденосные себкхи. Эти отложения пространственно сопрягаются с нефтегазоносными красноцветными толщами джезказганского типа со стратиформными рудами медистых песчаников джиландинского, джезказганского и мансфельдского типов. К терригенно-карбонатным угленосным лимническим (приуральским) и паралическим (донбасским) красноцветным формациям приурочены медистые песчаники приуральского, донбасского типов и меденосных болот. С поверхностными катагенетическими преобразованиями красноцветных отложений связано формирование меденосных кор выветривания, карстов и роллов. В красноцветных вулканогенно-осадочных формациях отмечается пространственная сопряженность руд типа медистых песчаников и сланцев с малоколчеданным оруденением типа "манто" и "курокко".

Эта типизация красноцветных формаций положена в основу геохимико-формационного анализа осадочных комплексов Казахстана.

Красноцветный седиментогенез здесь начал проявляться в среднем-позднем протерозое и практически не прерывался на протяжении всей последующей истории геологического развития региона. Выделяются следующие главнейшие эпохи красноцветной седиментации: позднепротерозойская, кембро-ордовикская, силурийская, средне-позднедевонская, каменноугольно-пермская, пермо-триасовая, меловая и палеоген-неогеновая. Устанавливается увеличение площади ареалов красноцветной седиментации во времени, что отражает общую тенденцию роста платформ.

Протерозойские и кембро-ордовикские красноцветные отложения представлены главным образом донбасскими (меденосными) и гематитовыми (железорудными) формациями. Медное оруденение приурочено к прослоям, обогащенным графитизированным органическим веществом (Таласский хребет и Улутай).

Начиная с силура, наряду с донбасскими, широкое распространение получают меденосные формации приуральского типа. Углефицированный растительный детрит в них контролирует размещение медных руд.

Со среднего девона значительные площади стали занимать эвапоритовые и джезказганские меденосные формации, с которыми связаны медные, железо-марганцевые и хризотил-асбестовые руды Джезказганского района.

В меловых красноцветных формациях отмечается их парагенезис, наряду с медистыми песчаниками, корами выветривания и карстами, и бокситами (Тургайский прогиб).

В третичное время и позже наибольшего размаха красноцветный седиментогенез достигает в Прикаспийской, Приаральской, Прибалхашской и Призайсанской впадинах, где отлагаются мощные толщи приуральского и эвапорито-джезказганского типов.

Следовательно, лито-геохимические и металлогенические особенности красноцветных формаций определяются эволюцией среды седиментогенеза, отражающей рост кислородного потенциала в атмосфере и эволюцию живого вещества во времени, и положением в фациальных, климатических и геотектонических рядах. Медная металлогения этих отложений имеет сквозной характер, однако промышленного размаха медное оруденение достигает лишь в красноцветных формациях джезказганского и вулканогенно-осадочных типов.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

П.П.Тимофеев, В.Н.Холодов, А.Г.Коссовская, В.А.Дриц,  
В.И.Виноградов ( ГИН АН СССР, Москва )

1. Наиболее крупными структурно-морфологическими областями Земли в настоящее время являются континенты и океаны. Им соответствуют два разных типа земной коры, а также два различных типа осадконакопления – морской и океанический. Морской тип осадконакопления характерен для шельфов эпиконтинентальных и краевых морей, а также океанов; это область больших скоростей осадконакопления и резкого преобладания терригенной или терригенно-вулканической седиментации. Океанический тип развит в наиболее глубоких частях океана и характеризуется малыми скоростями осадконакопления, далеко зашедшей дифференциацией тонкого осадочного материала, дефицитом органического вещества, формированием осадочных и вулканогенных скоплений железа и марганца.

Морской и океанический типы коры, а также аналогичные им типы осадконакопления не всегда совпадают между собой; общеизвестно, что на океанической коре могут протекать процессы и морской, и океанической седиментации.

2. На протяжении обозримой истории Земли достоверность существования континентов и океанов различна. История развития обеих структурно-морфологических областей довольно четко реконструируется на последнем этапе развития планеты от триаса и юры и вплоть до настоящего времени. Менее достоверны представления о существовании древних океанов до образования и распада Пангеи в палеозойское время; по существу большинство геологов, исследующих палеозойские океаны, говорит не о преобладающем здесь океаническом типе седиментации, а об океаническом типе коры. Наконец, еще более фрагментарны и менее достоверны сведения о докембрийских океанах; в этой части геология все еще не вышла за пределы умозрительных построений и предположений.

Таким образом, с позиции существования континентального и океанического блоков в истории Земли выделяются три главных этапа: 1) мезозойско-кайновозойский; 2) палеозойский и 3) докембрийский.

3. Для мезозоя и кайнозоя нам известна история осадконакопления и на континентальных блоках, и в океанических бассейнах, однако прямое сопоставление процессов седименто- и литогенеза в этих двух крупнейших геологических структурах Земли (особенно в пелагиальных областях) неправомерно. Это объясняется значительно большей пестротой и разнообразием ландшафтно-климатических обстановок и питающих провинций на континентах по сравнению с океанами. Рассматриваются наиболее выразительные формационные комплексы, связанные с гумидным и аридным климатом на континентальных блоках, отсутствующие в океанах.

4. Не благоприятствует также сопоставлению пороодообразования на континентах и в океанах существенное различие в особенностях вторичных преобразований осадков и пород.

5. Для сравнения общего характера эволюционного осадочного процесса в мезозое и кайнозое на всей поверхности Земли должны быть выбраны: а) некоторые формационные комплексы, широко распространенные в настоящее время как на континентах, так и в океанах; б) образования, характеризующие существование определенных "экстремальных" ситуаций, имеющие глобальное распространение, но ограниченные узкими временными интервалами. В качестве примеров к первым могут быть отнесены карбонатные образования палеогена и мелового периода и наннопланктоновых илов. Специального внимания заслуживают черные сланцы континентов и океанов. Вторые иллюстрируются глобальными проявлениями вспышек вулканической деятельности и цеолитообразованием на континентах и в океанах.

6. На основании личных исследований и обобщений литературных данных по материалам глубоководного бурения намечается определенная этапность в истории осадочного процесса Мирового океана. Во времени обычно континентальное осадконакопление сменяется морским, а затем и океаническим, отражая распад континентального блока и постепенное увеличение размеров палеоководоемов.

7. Специфика палеозойского этапа, по-видимому, заключается в том, что в это время океанический процесс осадконакопления существенно редуцировался. На примере нижнепалеозойских отложений центральной Евразии видно, что здесь на океанической коре развивались, по-видимому, процессы не океанического, а морского осадконакопления, благодаря чему повсеместно преобладают аркозово-граувакковые терригенные толщи, тиллиты и тиллитоподобные

конгломераты, а также карбонатные и железомарганцевые породы, имеющие солидную текстуру, содержащие строматолиты и др. признаки мелководного генезиса.

Таким образом, палеозойские "океаны" не имеют себе аналогов в настоящее время.

8. Изучение условий осадочного породообразования на ранних этапах геологического развития планеты в докембрии представляет собой значительно более сложную задачу. Многие исходные черты осадочных пород оказываются стертými последующими процессами метаморфизма и магматизма, и при их восстановлении трудно избежать субъективизма, основанного на принятии или отрицании некоторых общих моделей развития Земли.

Существует два крайних взгляда на развитие и соотношение океанической и континентальной коры в докембрии.

По мнению одних исследователей, идет постоянное в геологическом времени наращивание материала сиалической коры, увеличение объема и площадей континентального материала и, соответственно, сокращение площади развития коры океанического типа. В соответствии с этой концепцией за счет продолжающейся дегазации мантии происходит увеличение во времени количества летучих в верхних частях Земли и непрерывное увеличение объема океанов.

Другая крайняя точка зрения состоит в признании ранней дифференциации земного вещества и ранней дегазации Земли. Считается, что эта дифференциация произошла в первый миллиард лет существования планеты, и с тех пор количество вещества сиалической коры и объемы океанов почти не меняются. Эволюция породообразования в рамках этих представлений состоит в постоянном взаимодействии вещества коры континентального и океанического типов.

По-видимому, эволюцию процессов осадочного породо- и рудообразования в докембрии следует связывать, в первую очередь, с эволюцией тектонической активности Земли, с различной степенью и интенсивностью взаимодействия вещества земной коры и мантии. Эта активность определяется до сих пор непознанными факторами и может носить циклический и направленный характер. Изучение цикличности и направленности геохимии осадочного процесса поможет в расшифровке более общих закономерностей в развитии Земли.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

И.В.Хворова (ГИН АН СССР, Москва)

Существуют три главные обстановки кремнеобразования: геосинклинальные бассейны, платформенные бассейны и океаны. В каждой оно обладает неповторимыми чертами, на которые накладывают отпечаток не только условия седиментации, но и общая эволюция кремнеобразования, на что впервые обратил внимание Г.А. Калаеда (1956).

Эволюцию геосинклинального кремнеобразования можно рассматривать в двух аспектах: изменение в связи с развитием самой геосинклинали и изменение в геологической истории. Для ранних (океанических) стадий развития геосинклиналей характерны эффузивно-кремнистые формации, в которых кремнистые члены представлены яшмами и фтанитами. Эволюцию геосинклинального кремнеобразования в геологической истории лучше всего проследить на них.

Яшмы пространственно и генетически связаны со спилитами. Тяготеют они к верхам эффузивных толщ, как и локально развитые кремнекислые вулканиды. Яшмы относятся к вулканогенно-осадочным образованиям, причем поступление кремнезема (и железа) для их формирования связывается с процессом магматической дифференциации, а не с выщелачиванием из базальтов, как считается многими. Яшмы широко развиты в палеозое и мезозое (Т-К<sub>1</sub>). В верхнем мелу и палеогене их мало, а с неогена они практически исчезают. Ассоциация фтанитов с эффузивами менее постоянна и поэтому влияние вулканогенного источника на их формирование менее четко. Фтаниты особенно характерны для нижнего палеозоя и силура, стратиграфически выше их становится меньше, сами они изменяются (фтанитоиды), и все больше уменьшается их сопряженность с вулканидами. Одновременно с уменьшением кремнистости раннегеосинклинальных формаций в них увеличивается роль известняков.

Платформенное кремнеобразование претерпело в фанерозое более резкое изменение. В палеозое кремнистые осадки (радиоляриевые, спонгиевые) не имели широкого развития, обычно ассоциировали с карбонатными и пространственно были связаны с геосинклинальными кремнистыми отложениями, представляя их продолжение в краевые части платформ. В середине мезозоя произошли существенные изменения в гидrogenной седиментации, в том числе и кремнистой. Рас-

цвет диатомовых водорослей привел к появлению нового типа осадков и изменил характер размещения кремненакопления. Возникла новая платформенная формация — опоковая. Периодическое широкое развитие кремнистых осадков в платформенных морях одни исследователи связывают с эпохами глубокого химического выветривания пород питающих провинций, другие — преимущественно с влиянием океана. Вулканический источник кремнезема если и играл локально определенную роль, то в целом она незначительна.

Океанские кремнистые осадки приурочены к широтным поясам высокой биологической продуктивности и к зонам апвеллинга. Кремненакопление в океанах, в отличие от геосинклинальных бассейнов ранней стадии (океанической), не связано с вулканизмом. Хотя в активных вулканических зонах океана происходит поступление экстракционного кремнезема, но идет он на формирование смектитов, а не кремнистых осадков.

Таким образом, кремненакопление в фанерозое претерпело определенную эволюцию. Это выразилось: 1) в постепенном снижении значения кремнистой седиментации в геосинклинальных бассейнах; 2) в уменьшении влияния вулканизма на кремнеобразование и 3) в широком развитии с середины мезозоя платформенных и океанских биогенных кремнистых осадков (диатомитов).

Предполагается, что указанные изменения связаны главным образом с эволюцией органического мира и с эволюцией магматизма. В палеозойских геосинклиналях с кремнистыми породами часто ассоциируют контрастно-дифференцированные эффузивные серии, значение которых с течением геологического времени убывает. Одновременно все слабее проявляется процесс сплитизации. На различия кремненакопления в раннегеосинклинальных бассейнах и океанах, по-видимому, кроме того, сказывались отличия в их батиметрии.

## ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

В.М.Цейслер ( МГРИ, Москва )

К терригенным формациям относятся осадочные толщи, образованные преимущественно обломочными и глинистыми породами. Кремнистые, карбонатные, сульфатные, вулканогенные породы в их составе играют подчиненную роль, являясь второстепенными членами ассоциации.

Терригенные формации являются обширной группой, отдельные представители которой типичны для платформенного, геосинклинального, орогенного классов формаций; среди терригенных формаций развиты морские и континентальные (озерные и субаэральные), сероцветные и красноцветные, тонкоритмичные (флишевые) и груборитмичные или однородные и т.д.

Систематика терригенных формаций должна основываться на характеристике вещества обломочного и глинистого материала пород (кварцит, аркоза, граувакка, каолиновая, гидрослюдистая, монтмориллонитовая глина), на преобладающем структурном типе обломочных пород (конгломерат, песчаник, алевролит, пеллит) и их соотношениях, а также на структуре и текстуре самой осадочной толщи (мощности слоев, типы переслаивания, ритмичность и проч.).

Терминология названий осадочных терригенных формаций, подобная терминологии названий осадочных пород, ныне практически не разработана. Сложные трех-четырёх ступенчатые наименования терригенных формаций существенно затрудняют проведение формационного анализа, а использование названий, охватывающих целый комплекс формаций при формационном анализе не приводят к ожидаемому эффекту.

Эволюция терригенных формаций в фанерозое может быть прослежена с точки зрения их состава — т.е. эволюции типов пород, принимающих участие в строении осадочных толщ, и с точки зрения их структуры — эволюции типов строения осадочных толщ. Эволюция состава терригенных формаций также проявляется в связи с эволюцией их биогенной составляющей и других пород, занимающих подчиненное положение среди членов осадочной ассоциации.

Изменение роли терригенного осадконакопления в общем балансе осадочного процесса во времени, изменения в соотношении разных типов терригенных формаций в истории Земли связаны с периодическими изменениями климата, активности тектонических процессов, соотношения площадей океанических впадин и материков, в последовательном преобразовании областей денудации — источников терригенного материала.

Общие тенденции в эволюции терригенных формаций наиболее четко прослеживаются в вертикальных рядах формаций на плитах платформ, отвечающих шельфовым областям прошлого и аккумуляровавших основную массу терригенных осадков. Вертикальные ряды

формаций геосинклинальных областей нередко отражают индивидуальные особенности эволюции осадконакопления на небольших участках земной коры.

ДОБИОГЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ  
С.Л.Шварцев ( ТПИ, Томск )

Проблема выявления условий возникновения жизни на Земле требует познания закономерностей эволюции неорганического вещества в добиогенный этап развития нашей планеты. Совершенно очевидно, что жизнь не могла возникнуть из "камня" и что этому должна была предшествовать длительная эволюция системы вода-газ - горная порода, создавшая необходимые для этого предпосылки. Представляется, что жизнь зародилась на строго определенном этапе эволюции земного вещества, важнейшей составной частью которого является химическое выветривание горных пород. Трудно поэтому согласиться с мнением отдельных исследователей о том, что выветривание горных пород получило активное развитие только после возникновения жизни.

При решении поставленной проблемы мы должны исходить из факта неравновесности системы вода- $\text{CO}_2$ -горная порода, агрессивность которой тем выше, чем больше парциальное давление  $\text{CO}_2$ . При прочих равных условиях ( $T, P, P_{\text{CO}_2}$ ) важнейшим фактором, контролирующим направленность выветривания, выступает водообмен. Так как последний определяется количеством атмосферных осадков, степенью их испарения, проницаемостью горных пород и рельефом местности, т.е. параметрами, которые не могут быть постоянными в пространстве и времени, то мы должны сделать вывод о разнообразии процессов выветривания, которое возникло с того момента, когда на нашей планете появилась вода. С этого же времени началось активное развитие осадочного процесса, формирование глинистых минералов, состава подземных и поверхностных вод, зарождение морских бассейнов, в которых возникла жизнь. Химическое выветривание способствовало созданию разнообразных геохимических условий не только на разных широтах, но и на отдельных геоморфологических элементах. Это разнообразие среды явилось важной предпосылкой дифференцированной подвижности химических элементов, необходи-

мой для эволюции биогенных явлений. Жизнь в своем развитии унаследовала особенности той геохимической обстановки, которая возникла на добиогенном этапе эволюции земного вещества.

## ЭВОЛЮЦИЯ УСЛОВИЙ ДЕВОНСКОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В ВОСТОЧНО-УЙМБЕНСКОМ СИНКЛИНОРИИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Г.А.Шеметов ( Новокузнецкий пединститут )

В целях выявления палеоусловий девонского осадконакопления использовались разнообразные показатели состава свит: содержание обломочных, грубообломочных, смешанных осадочных, вулканогенных пород, карбоната, глинистого материала, обломочного кварца и другие. Одновременно производился анализ изменений обстановок седиментогенеза на рубежах формирования соседних свит. При этом возможны три варианта: возрастание или снижение роли того или иного показателя, изменение "знака" по сравнению с предыдущим межсвитным рубежом: тенденция к снижению роли показателя сменяется ее возрастанием или наоборот.

На I-м разделе - на рубеже караозекской и кыракташской эпох седиментогенеза - наблюдается только возрастание или снижение доли отдельных компонентов. Эта тенденция в основном сохранилась и на 2-м - кыракташско-пыжиноозерном разделе, однако на нее накладывались признаки обострения тектонической активности: появились вулканические породы, заметно возросло количество грубообломочных пород, обломочного кварца и снизилось содержание глинистого материала. На 3-й (пыжиноозерно-ташкатынской) границе окончательно "затухают" тенденции I-го межсвитного раздела и вновь наблюдается снижение или возрастание роли отдельных компонентов. Наличие относительно слабого проявления вулканизма в пыжиноозерное время как бы смягчает грань между эпохами невулканической и существенно вулканической седиментации: вулканогенные породы составляют 20% пыжиноозерной и 76% ташкатынской свит.

Довольно четко прослеживаются 4-я и 6-я межсвитные границы - ташкатынско-тонгошская и чебдарско-улусукская: в тенденции изменения содержания компонентов преобладает "смена знака". Напротив, для 5-го и 7-го разделов (тонгошско-чебдарского и улусукско-тайозенского) характерно простое снижение или возрастание

роли отдельных компонентов. Так, в составе тонгошской свиты велико содержание обломочных пород, глинистого материала, карбоната и обломочного кварца, зато чебдарская свита ими бедна, поскольку более 3/4 ее составляют вулканогенные породы. Улусукская свита насыщена обломочными породами, а в тайозенской преобладают смешанные осадочные сероцветные неслоистые породы, в которых содержится много глинистого материала и карбоната (в сумме - около 80% объема свиты).

Наиболее четкие различия характерны для 8-го (тайозенско-алтыгинского) межсвитного рубежа: в изменении содержаний всех компонентов наблюдается "смена знака". Алтыгинская свита, целиком сложенная красноцветными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, обладающими разнообразной слойчатостью, сильно отличается по своим характеристикам от всех девонских свит Восточно-Уйменского синклинория, кроме караозекской. Таким образом, развитие седиментогенеза шло по пути отрицания условий караозекской эпохи осадконакопления, что привело в конечном счете к возникновению условий, близких караозекским. Возможно, алтыгинская свита является базальной частью крупного литоритма, в то время как большинство девонских свит данного региона объединяется в составе единого литоритма того же ранга.

Некоторые характеристики свит обнаруживают "однонаправленные" изменения на протяжении ряда эпох седиментогенеза. Например, содержание обломочных пород закономерно снижалось в течение четырех эпох от караозекской до ташкатанской включительно. В это же время последовательно возрастала роль неслоистых пород. Сходную тенденцию обнаруживают содержания смешанных осадочных пород, карбоната, количество сероцветных пород. Эти показатели свидетельствуют о наличии консервативных сторон среды седиментогенеза. Более четко фиксируют изменения условий осадконакопления колебания содержаний обломочного кварца, глинистого материала, грубообломочных пород. Из этого можно сделать вывод о неодновременности изменения всех сторон среды седиментогенеза, о наличии в ней консервативных и прогрессивных черт.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ НА  
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ  
Б.Р.Шпунт ( ИГ ЯФ СО АН СССР, Якутск )

1. Позднедокембрийские толщи на Сибирской платформе залегают в областях перикратонных опусканий и в приразломных депрессиях авлакогенового типа. Лишь средне-верхнерифеские и верхневендские отложения распространяются за пределы прогибов и в виде маломощного чехла перекрывают архей-нижнепротерозойское складчатое основание. Площадное развитие и мощности накапливаемых осадков определялись амплитудами воздыманий и опусканий Средне-Сибирского и Алдано-Станового сводовых геоблоков.

2. Важнейшую роль в осадконакоплении играли вулканические процессы, которые длились с некоторыми перерывами в течение всего рифея и венда. Для вулканических вспышек был характерен чрезвычайно высокий коэффициент эксплозивности (98-99%). Извергнутые вулканами пеплы и лавы относились к двум формационным группам: толеитовой и трахибазальт-трахит-трахилипаритовой с ультракалиевой щелочнометальной специализацией. Извержения происходили в мелководной морской обстановке, где пепловые постройки быстро разрушались при волновой абразии.

3. Основным источником обломочного материала при терригенном осадконакоплении была теффа, подвергнутая поствулканическим и гидротермальным изменениям. При эоловой и осадочной дифференциации пепловые частицы в значительной мере теряли свои первичные генетические признаки, но сохраняли характерные спектры микроэлементов. В вулканитах с калиевой щелочнометальной специализацией и в продуктах их переотложения оставалась неизменной литий-бор-хромовая геохимическая специализация. В вулканогенных образованиях основного состава и в связанных с ними терригенных отложениях сохранялась близость концентраций однотипных спектров халькофильных и сидерофильных элементов.

4. Принимая во внимание интенсивность вторичных минеральных преобразований вулканитов, приводящих к выносу из них в водную среду K, Na, Mg, Al, Si, Fe и ряда микроэлементов, можно полагать, что зоны мелководного морского шельфа отличались весьма высоким уровнем минерализации. Особенно значительной была концентрация калия, что в сочетании с магнием (из хлоритов) и флу-

марольной углекислотой обеспечивало оптимальные условия для осаждения высокомагнезиальных карбонатных илов. Высокомагнезиальное карбонатонакопление форсировалось также повышением температуры при подводных эксталятивных процессах. В более мористых зонах седиментации, где меньше сказывалось влияние эксплозивного вулканизма, происходила седиментация более известковых карбонатных илов.

5. Активная вулканическая деятельность объясняет своеобразие развития органической жизни рифея и венда. Высокощелочной состав гидросферы с повышенными концентрациями радиоактивных минералов препятствовали возникновению более сложных органических форм, чем водорослевые образования, причем наиболее мощные и крупные по размерам строматолитовые постройки формировались в периоды затуханий вулканических вспышек. Резкий спад вулканической активности в конце венда — начале раннего палеозоя обусловил изменение экологических условий жизни и появление первых скелетных форм.

6. Вулканогенно-осадочный тип литогенеза определял минерагению позднедокембрийских толщ. Проявления щелочного и щелочно-основного вулканизма обуславливали концентрирование минеральных компонентов с литием, бором, галлием, редкими и радиоактивными элементами. При вспышках основного магматизма формировались рудопроявления свинца, цинка, меди, ртути, золота, серебра, а также марганца и бора. Высококалиевый состав гидросферы способствовал при эвапоритовых обстановках соленакоплению. Характерна тесная взаимосвязь формирования рудных концентраций в позднедокембрийских толщах с мантийным флюидным режимом, регулировавшим вулканические процессы.

7. Выявленные по Сибирской платформе черты вулканогенно-осадочного литогенеза рифейских и вендских толщ могут быть прослежены по всей группе платформ Лавразии.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
НА ПЛАТФОРМАХ В СВЯЗИ С ОБРАЗОВАНИЕМ НЕКОМПЕНСИРОВАННЫХ ПРОГИБОВ  
С.С.Эллерн (Казанский ун-т)

1. Установлено, что на разновозрастных платформах в процессе формирования их осадочного чехла возникали условия некомпенсированного прогибания. Как правило, территориально эти условия проявлялись в обособленных участках в виде своеобразных структурных форм – некомпенсированных прогибов или впадин (НКП, НКВ). Последние ограничены бортовыми уступами. Внутренний уступ располагается на мобильном борту перикратонного погружения, а внешний – на стабильном участке платформы. Образование НКП (НКВ) на платформах происходило периодически только на определенных этапах тектонического цикла, соответствующих переходной и континентальной стадиям. Вдоль внешних бортов, охватывая значительные площади, располагаются сопровождающие НКП (НКВ) "компенсационные" поднятия (КП). Наиболее интенсивно эти поднятия формируются на поздних стадиях существования НКП (НКВ) и стабилизируются к моменту выполнения НКП (НКВ) осадочным материалом.

2. В пределах прогибов и поднятий, развивающихся сопряженно, образуются различные осадочные формации и сопровождающие их полезные ископаемые. Для НКП (НКВ) характерны черносланцево-карбонатно-кремнистая (доманикоидная), карбонатная (органогенно-рифовая), терригенная ритмичнослоистая и сульфатно-галогенная формации. В зависимости от положения НКП (НКВ) по отношению к климатическим поясам набор формаций может меняться. Для гумидных обстановок характерна терригенная ритмичнослоистая, а для аридных – сульфатно-галогенная. Две другие формации постоянны. Для каждой из названных формаций характерен свой набор полезных ископаемых. Главными из них являются: для доманикоидных – горючие сланцы (доманиковиты, биженовиты и др.), содержащие органическое вещество сапропелевого типа; для терригенной ритмично слоистой – ископаемые угли (гумусовые), фосфаты; для сульфатно-галогенной – калийные соли; для органогенно-рифовой – карбонатное (химическое, цементное) сырье. Формации КП менее разнообразны, но также зависимы от климатической зональности. Особенно это характерно для гумидных поясов, где широким развитием пользуется бокситоворудная формация, с которой связаны бокситы, каолиновые глины,

оолитобобовые железные руды, угли. В аридных поясах с КП иногда так же, как в НКП, связано возникновение сульфатно-галогенной формации с залежами калийных солей. Последние образуются за внешним уступом НКП, образованного породами, слагающими органогенно-рифовую формацию.

3. Указанный комплекс формаций и связанных с ними полезных ископаемых НКП (НКВ) и КП парагенетически связан в пространстве и во времени и обусловлен историко-геологическим развитием отдельных сегментов земной коры, повторялся в истории платформ периодически, оказываясь приуроченным практически только к моменту возникновения таких структурных форм, какими являлись НКП (НКВ) и КП, и определял для этих этапов эволюцию осадочного процесса. Такие взаимосвязи довольно отчетливо проступают при анализе пространственного распространения доманикоидных и бокситоворудных формаций на Русской платформе. В течение герцинского цикла здесь образовался НКП, достигший апогея своего развития в позднем девоне. Он выполнен типичной доманикоидной формацией (Камско-Кинельская система). Вдоль внешнего уступа этого НКП, простираясь далеко на запад, сформировался Центрально-Русский КП. В конце девона - начале карбона на склонах этого КП получила развитие бокситоворудная формация (от Тимана до Воронежской антеклизы). Подобные соотношения в распределении таких же формаций характерны для Центральной Сибири. Известно, что здесь широко развиты мел-палеогеновые бокситы (Ю.Урал, Тургай, север Казахстана, юго-запад Сибирской платформы и др.). Они также связаны с КП, возникшим за пределами Западно-Сибирской НКВ, где в юрско-раннемеловое время оформилась доманикоидная формация (баженовская свита), сменявшаяся терригенной ритмичнослоистой, образовавшейся в нижнем мелу.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ  
А.Л.Яншин, М.А.Жарков ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

1. Учение о геологических формациях развивается немногим более 30 лет, начиная с постановки основных проблем в работах Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова. Сейчас число публикаций, посвященных разработке этого учения, измеряется многими сотнями, причем

в основу выделений формаций в одних случаях кладутся только особенности их вещественного состава и строения, в других — палеотектонические, а в третьих — палеогеографические, палеоклиматические и физико-географические условия их образования. Появилось много предложений по вопросу о принципах классификации геологических формаций, причем в зависимости от подхода к выделению формаций меняются и принципы, положенные в их классификацию.

Однако во многих предложенных классификациях предполагается, что палеотектонические и физико-географические условия образования определенных формаций в геологической истории Земли не изменялись. Так, например, признается, что среднему этапу развития геосинклиналей (по классификациям М.В.Мурагова и В.Е.Хаина) или прибрежно-морским условиям в зонах гумидного климата (по классификации Н.М.Страхова) во все эпохи существования Земли соответствовали одинаковые формации. Исключения делались только для формаций, в которых основным породообразующим фактором были определенные этапы развития биосферы. Так, к примеру, все соглашались с тем, что континентальные формации зон гумидного климата становятся угленосными с позднего девона-карбона.

Мы приходим к выводу, что значительные качественные изменения, сказывающиеся в вещественном составе пород, а нередко и в строении осадочных толщ, свойственны в ходе геологической истории и другим классам формаций, в которых органический материал не был основным породообразующим фактором.

2. Для правильного решения поставленного вопроса существенное значение имеют два обстоятельства.

Во-первых, нужно твердо условиться относительно принципов, которые будут положены в основу типизации, а вместе с тем и классификации формаций. Для наших целей наиболее удобен принцип типизации формаций по естественным наборам горных пород и строению осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, т.е. парагенетический принцип. Совершенно естественно, что в ряде случаев выделенные таким образом формации будут иметь определенные палеотектонические, а иногда и палеоклиматические условия образования. Однако принимать эти генетические условия за основу типизации и классификации формаций мы считаем неправильным, так как разнообразие формаций значительно шире жесткой матрицы таких условий. В ряде случаев эти условия не могут быть правильно реконструированы на

основании изучения современных обстановок осадконакопления.

Отдельные типы формаций с характерными для них парагенетическими особенностями выделяются довольно легко. Другие типы могут быть намечены лишь условно или даже являются спорными из-за недостаточности фундаментальных исследований по конкретным осадочным формациям. В сравнительно легко выделяемых типах формаций на основании изменения их состава и строения всегда могут быть выделены более низкие таксономические подразделения: классы, отряды, семейства.

Следующим этапом работы по изучению эволюции формаций должно быть выяснение по данным мировой геологической литературы геохронологических рамок распространения отдельных классов и более мелких таксономических подразделений исследуемого типа формаций. Только установление принадлежности таких подразделений к определенному геохронологическому интервалу позволяет утверждать, что это подразделение занимает определенное место в эволюционном ряду.

3. Общая картина эволюционного изменения всех типов формаций в настоящее время еще далеко не установлена. Несомненно существуют формации вымершие (железистых кварцитов и др.) и формации, впервые появившиеся на тех или иных этапах развития Земли. На ряде примеров (галогенных, карбонатных, терригенных сероцветных, битуминозно-сланцевых, красноцветных и других формаций) мы хотим только показать существование этой эволюции и привлечь внимание к необходимости ее изучения.

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА  
А.Л.Яншин, Ю.П.Казанский, И.В.Николаева  
( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Понятие эволюции в широком смысле слова синоним развития, в более узком — один из основных типов развития: медленные, постепенные количественные и качественные изменения, носящие направленный характер.

В литературе существует несколько аспектов в понимании эволюции применительно к литологии. Первый — эволюция как процесс изменения осадка в осадочную породу, а затем — преобразование самой

породы; при этом полагается, что характер геологических процессов не изменялся во времени, типы осадков и обстановки их образования были аналогичными современным. Второй — эволюция как смена напластования пород и формаций в разрезе: терригенных, карбонатных, кремнистых и т.п. Изменение состава отложений и обстановок их образования рассматриваются в качестве признаков эволюции осадочного процесса. Третье — эволюция как процесс изменения главных факторов осадконакопления на протяжении обозримого периода геологической истории Земли, изменения, ведущего к глобальной смене разнообразных обстановок седиментации, а также типов осадков, осадочных пород и их ассоциаций.

Методология теории осадконакопления основывается на достижениях развития геологической науки в целом. Суть методологии теории осадконакопления раскрывают методы: исторический, актуалистический и близкий ему сравнительно литологический, повторяемость и периодичность, смена во времени и необратимая эволюция, масштабность в пространстве и во времени, т.е. несводимость к точке.

Рассмотренные аспекты понимания эволюции имеют разные методологические основы. Первый аспект абсолютизирует метод актуализма, доводя его до униформизма, и не учитывает особенностей исторического развития. Методика решения такой проблемы эволюции сводится к стадийному анализу. Второй аспект эволюции не учитывает в полной мере принципа историзма и масштабности явлений в пространстве и во времени, а также соотношения частного и общего в них, ограничивается констатацией смены без выявления причин и общих закономерностей. Методически этот аспект эволюции сводится к изучению последовательности напластования и фациальному анализу. Третье направление учитывает всю историю осадконакопления и методология его базируется на совокупности и взаимодействии всех указанных методов; каждый метод имеет самостоятельное значение, однако тесное их взаимодействие в диалектическом единстве обуславливает вместе с тем относительность каждого из них в отдельности. За третьим направлением предлагается оставить название эволюции, два первых следует именовать другими терминами.

Известно большое количество факторов, влияющих на характер осадконакопления, в число которых входят процессы, происходящие

в атмосфере, гидросфере и литосфере, а также эволюция живого вещества биосферы и пока мало изученные солнечная радиация, гравитация, магнетизм и др. Изучение изменения главных факторов осадконакопления не ограничивается рамками собственно литологических исследований и основывается на достижениях всех геологических наук: палеонтологии, петрографии, минералогии, геохимии и тектоники. В методическом отношении выявление главных факторов осадконакопления базируется на стадильном, фаціальном и формационном анализе осадочных отложений, анализах, включающих в свою очередь, петрографические, минералогические, геохимические, физико-химические и палеонтологические исследования. Общие закономерности изменения главных факторов осадконакопления в геологической истории устанавливаются по совокупности данных о сходстве и различии частных факторов образования разнотипных минералов, пород, формаций одного класса, а также однотипных минералов и пород в фациях и формациях разных классов, прослеживаемых на большой территории Земли (в идеале — глобально) для крупных интервалов геологического времени. Устанавливается повторяемость и периодичность, смена во времени и необратимая эволюция осадконакопления. Повторяемость — это закономерное во времени, но относительно к пространству повторение состава и строения наслоенных единиц низшего ранга (слоев, пачек и т.п.). Периодичность — закономерное повторение общих особенностей состава и строения наслоенных масс высшего порядка: фаціальных и формационных комплексов и т.п., установленное для больших интервалов геологического времени на территории Земли (всей или большей ее части). Смена во времени устанавливается на основании изучения хронологической последовательности объектов разного ранга. Необратимая эволюция выявляется на основании постепенного изменения состава и структуры объектов, связанного с развитием главных факторов осадконакопления. Общие представления об эволюции выводятся на основании данных о частных эволюциях, полученных при изучении отдельных групп пород, формаций и формационных комплексов, а также, вероятно, минералов.

Предлагаемый методологический подход позволяет начать разработку теории осадконакопления с эволюционных позиций. В основу построения закладываются следующие положения: I) дифференциация осадка (осадочной породы) на автохтонные и аллохтонные

компоненты; 2) выявление среди автохтонных продуктов индикаторов ландшафтно-климатических обстановок, а среди аллохтонных — индикаторов ландшафтно-динамических обстановок и источников осадочного материала для однотипных формаций разных геологических эпох; 3) реконструкция основных факторов, определяющих необратимую эволюцию осадочного процесса и 4) составление седиментационных моделей для конкретных геологических эпох, во-первых, для отдельных групп осадочных пород (полезных ископаемых) в геологической истории Земли, во-вторых. В первом случае при построении моделей определяется место того или иного типа пород или осадочного полезного ископаемого в седиментационной обстановке узкого стратиграфического интервала. Модели второго типа обосновывают геохронологические закономерности, определяя таким образом генеральное направление поисков определенного типа осадочного минерального сырья в условиях необратимой эволюции осадочного процесса.

Преимущество предлагаемого подхода к изучению осадконакопления по сравнению с предшествующими взглядами состоит в том, что в рассматриваемом случае дается конкретная оценка значения отдельных компонентов и единиц наложения разных рангов для понимания процессов седиментации в историческом аспекте. Такой подход значительно уточняет методологию ретроспективных седиментационных реконструкций и расшифровку условий, определяющих особенности формирования осадочных полезных ископаемых на разных возрастных уровнях.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА

С.Л.Афанасьев (ВЭПИ, Москва)

На земной коре материкового типа Н.М.Страхов (1956) выделил четыре основных типа литогенеза: гумидный (приэкваториальные и умеренные широты), аридный (низкие широты), ледовый, или гляциальный (высокие широты) и вулканогенно-осадочный. А.П.Лисицын (1974) проследил в океанах распространение этих типов литогенеза, против чего возразил Н.М.Страхов (1976), который предложил "выделять особый океанский тип литогенеза, противопоставляемый всем типам литогенеза континентального блока", и подчеркнул решающую роль гидродинамического фактора поверхностных слоев воды в формировании осадков океанов.

При выделении типов литогенеза на материках Н.М.Страхов противопоставил вулканогенно-осадочный тип остальным трем, которые можно объединить в группу экзогенных типов литогенеза (таблица), а первый — по источнику осадочного материала — отнести к эндогенной группе. По-видимому, целесообразно выделить еще одну, космогенную группу, включив в нее красные глубоководные глины с криоконитом, тем более, что доля космогенных образований на ранних этапах развития Земли была гораздо значительнее.

В океанах геострофические циркулярные течения примерно совпадают с поясами гумидного, по А.П.Лисицыну, литогенеза, а халистазы в основном соответствуют зонам аридного литогенеза того же автора. В океанском классе типов литогенеза наименования последних желательно проводить с добавлением термина "океанский": гляциально-океанский (ледовый, по Лисицыну; марино-гляциальный, по Страхову), характерный для высоких широт; халистазно-океанский (аридный, по Лисицыну; пассивные зоны, халистазы, по Страхову), развитый в низких широтах; флюксо-океанский (лат. Fluxus — течение, греч. οχεανος (океанос) — беспределное море) тип литогенеза (гумидный, по Лисицыну; зоны географических течений, по Страхову), характерный для приэкваториальных и умеренных широт. Широтная зональность типов литогенеза определяется глобальными процессами циркуляции атмосферы на материковом блоке и гидросфе-

Таблица

## Группы, классы и типы литогенеза

Группы типов литогенеза Широкие типы литогенеза	Экзогенная			Эндогенная	Космогенная
	Приэкваториальные и умеренные	Низкие	Высокие		
Материковый	Гумидный тип	Аридный тип	Гляциальный тип	Материковый вулканогенно-осадочный тип	
Материково-океанский	Периокеанский тип		Гляциально-периокеанский тип	Материково-океанский вулканогенно-осадочный тип	
Океанский	Флюксо-океанский тип	Халистазно-океанский тип	Гляциально-океанский тип	Океанский вулканогенно-осадочный тип	

ры на океанском сегменте Земли.

Большинство исследователей подчеркивает наличие циркумконтинентальной зональности в океанах (Лисицын, 1974). На границе материков и океанов развиты широкие зоны континентальных подножий (до 2500 км в Бенгальском заливе) с мощностью осадков в несколько километров. В связи с этим целесообразно наряду с материковым и океанским классами типов литогенеза выделить особый материково-океанский класс с характерными для него периокеанским типом литогенеза и материково-океанским вулканогенно-осадочным типом. Признаком периокеанского типа литогенеза являются флишевые формации.

с

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОСТЮРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА  
И.М.Варенцов (ГИН АН СССР, Москва)

Приводятся данные по распределению главных компонентов и тяжелых металлов в отложениях мезозоя и кайнозоя районов Подводных гор Мид Пацифик (Маркус Неккер) и Поднятия Хесса, парагенетических ассоциаций этих составляющих, форм их нахождения, данных по минералогии и литологии осадков.

Выделяются три главных этапа геохимической эволюции постюрской седиментации Центральной части Северо-Запада Тихого океана: I) раннемеловой; II) позднемеловой; III) кайнозойский.

I. Раннемеловой этап (протоокеанский). В течение этого этапа накапливались относительно мелководные карбонатные осадки, обогащенные вулканокластическим материалом. Отмечаются высокие количества  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe, Mn и связанных тяжелых металлов, находящихся, преимущественно, в виде основной вулканокластики, смектит-иллитовых, гидроокисных продуктов, в меньшей мере соединений, поставляемых гидротермами и эксталяциями.

Для начальных стадий этапа свойственна максимальная вулканическая активность, проявляющаяся в обстановке ограниченных, стагнированных котловинных бассейнов, в которых накапливались осадки с относительно высоким содержанием сапропелевого и растительного детрита. Высокие скорости седиментации и аккумуляции главных компонентов и тяжелых металлов соответствуют подобным показателям протоокеанских стадий развития рифтогенных бассейнов.

Геохронологическая продолжительность этапа для каждого из исследованных районов различна: западная часть Подводных гор Мид Пацифик (скв.463) - поздний баррем-ранний сеноман; в) южная часть Поднятия Хесса (скв.465,465А,466) - поздний альб-поздний сеноман.

II. Позднемеловой этап (промежуточный). Характеризуется переходными режимом седиментации и геохимическими параметрами. Отмечается существенное уменьшение, по сравнению с ранним мелом, содержания главных компонентов, тяжелых металлов и скоростей их аккумуляции; накопление форам наннофоссилиевых осадков происходило в пелагической обстановке низких широт открытого океана.

III. Кайнозойский этап (океанский). Накапливались пелагические форамнаннофоссилиевые осадки с типичными для открытого океана концентрациями Fe, Mn и тяжелых металлов. Характерны многочисленные

перерывы. Во многих случаях базальные осадки на границах перерывов обогащены остаточными продуктами растворения: глинистые минералы, гидроокислы Fe, Mn фосфаты и ассоциирующие тяжелые металлы. В плиоцене - плейстоцене отмечается резкое усиление островного вулканизма, отразившегося в увеличении содержания Fe, Mn и тяжелых металлов.

РОЛЬ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ КЛАСТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ И ЭВОЛЮЦИИ  
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ  
Х.А.Вийдинг (ИГ АН ЭССР, Таллин)

Обобщением систематических минералогических (свыше 5000 иммерсионных, 1500 дифрактометрических и др.) анализов терригенного компонента осадочных пород южного склона Балтийского щита получено целостное представление об основных закономерностях формирования кластогенного компонента пород этого региона, являющегося во многих отношениях эталонным для изучения минерагенетических процессов в платформенных условиях. Для этого региона характерно: близкое расположение к щиту как области сноса, относительная полнота и хорошая степень геологической изученности разреза, включающего отложения различных тектонических циклов и типов литогенеза от венда до девона включительно.

Сопоставление данных анализа конкретных разрезов на склоне щита с усредненными данными по горизонтам или свитам позволило проследить изменения минерального состава по разрезу и по площади и оценить роль различных факторов в формировании и развитии ассоциаций обломочных минералов. При этом учтена индикация минералов и их типоморфных разновидностей (кварц, циркон, турмалин, титанистые минералы, глинистые минералы и др.).

Рассматриваются семь универсальных факторов и два эпизодические фактора кластогенеза. К первым отнесены: геоструктурное положение бассейна седиментации, петрография питающей провинции, тектонический режим, климатические условия, гидродинамика среды осадконакопления, гидрохимия бассейна и постседиментационные процессы. К эпизодическим факторам в условиях платформы относятся конседиментационная вулканическая деятельность и неравномерное пульсационное поступление на Землю космического материала. Значе-

ние последних двух как источника кластического материала наиболее четко проявляется в карбонатных отложениях, приуроченных к ариднему типу литогенеза.

Первое из перечисленных универсальных факторов — геоструктурное положение бассейна седиментации — в условиях платформенной стадии развития в рассматриваемый период мало изменялось. Роль гидродинамики и гидрохимии бассейна осадконакопления, четко проявляющаяся в конкретных разрезах, в усредненных данных отражена через климатические и в меньшей мере через тектонические условия. Местные выступы кристаллического основания вскоре после начала осадконакопления оказались перекрытыми осадками, и лишь немногие локальные поднятия продолжали в кембрии и ордовике существовать как поставщики местного обломочного материала. Минеральным индикатором мобилизации обломочного материала древних терригенных пород и их повторного переотложения служат повышенные концентрации турмалина в среднем кембрии и среднем девоне. Концентрации турмалина содействовали и гумидные условия седиментации. Значение постседиментационных процессов на формирование ассоциаций минерального состава, ввиду неглубокого погружения пород, небольшое, но оно все же сказывается в конкретных разрезах с изменчивыми по вертикали минералогическим составом или цементированностью пород.

Таким образом, основными факторами кластогенеза на платформах следует признать климатические и за ними тектонические условия, взаимодействию которых соответствует та или иная ассоциация минералов. Остальные факторы во многом являются производными.

Изменчивая роль перечисленных выше факторов кластогенеза по времени обуславливает цикличное строение разреза по зрелости минеральной ассоциации или по наборам аутигенных минералов. На эволюцию минерального состава осадочных пород в смысле необратимости процесса наиболее ощутимое влияние оказала глубина эрозионного среза области сноса, индикатором чего служит повышенное к верхам разреза количество терригенных минералов более глубоких фаций метаморфизма. В том же направлении намечается общая тенденция повышения зрелости минерального состава.

## ДИАГЕНЕЗ ОСАДКОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

И.И.Волков (ИОАН СССР, Москва), Н.В.Логвиненко (Ленинградский ун-т)

В донных осадках Мирового океана наблюдаются диагенетические процессы двух типов — окислительные и восстановительные.

Окислительный тип диагенеза свойственен глубоководным осадкам пелагических областей океана, где реализуются условия океанского осадочного литогенеза. Эти осадки содержат ничтожно мало органического вещества, окислены на всю исследованную толщу и бедны даже бактериальной жизнью. Диагенетические процессы здесь имеют главным образом физико-химическую природу. Этот тип диагенеза наблюдается также в осадках литорали и мелководья с интенсивной динамикой вод, где благодаря хорошей аэрации органическое вещество полностью сгорает и процессы диагенеза осуществляются в окислительных условиях. Здесь может происходить накопление окисных и гидроокисных соединений железа и марганца (железистые и железо-марганцевые конкреции современных осадков и аналогичные им руды в древних отложениях).

Исследования иловых вод показывают, что в такого рода осадках макросостав их остается практически неизменным даже в нижних горизонтах кернов бурения. Иловая вода сохраняет морской тип.

Наиболее ярким и грандиозным по масштабу процессом окислительного типа диагенеза является формирование океанских железомарганцевых руд. В настоящее время имеется весьма значительный объем данных по условиям залегания, морфологии, текстуре и химическому составу этих образований. Однако до сих пор остаются дискуссионными вопросы источников рудного вещества, механизма образования, возраста и скорости роста пелагических конкреций. Недостаточно данных по взаимосвязи составов пелагических руд и вмещающих их осадков.

В настоящее время интенсивно разрабатываются и другие вопросы аутигенного минералообразования в окислительных условиях пелагиали океанов: образование и геохимия цеолитов, процессы формирования минералов глин, закономерности обогащения костного фосфата рядом микроэлементов.

Основная масса осадков современного океана испытывает превращения в диагенезе восстановительного типа. Все осадки окраин океана, окраинных и средиземных морей находятся под воздействием

восстановительного диагенеза.

В процессе восстановительного диагенеза при анаэробном бактериальном распаде органического вещества осадков изменяются иловые воды. В зависимости от интенсивности процессов, происходит более или менее глубокая метаморфизация состава иловых вод, и из воды морского типа они превращаются в бессульфатные хлоридно-щелочные, а в специфических условиях образуются хлоридно-кальциевые воды. В восстановительных условиях иловые воды обогащаются продуктами распада органического вещества — биогенными элементами в минеральной и органической форме. В результате создаются условия для возвращения части биогенных элементов в наддонную воду. Оценки интенсивности такого обмена через границу дно-вода имеют пока лишь ориентировочный характер.

Степень диагенетической переработки осадочного материала прямо связана с содержанием органического вещества. В разных литологс-фациальных типах осадков морей и океанов с разным содержанием органического вещества и реакционноспособных форм металлов, с разными скоростями осадконакопления диагенетический процесс протекает различно. Процессы диагенеза восстановительного типа целесообразно поэтому разделить на два типа: собственно восстановительный и переходный.

Осадки с восстановительным типом диагенеза, содержащие большое количество органического вещества, характеризуются интенсивной сульфатредукцией и газообразованием. Диагенетическая переработка осадков происходит в сильно восстановительной среде со свободным сероводородом. Здесь емкость восстановительного процесса превышает возможности минеральной части осадков связать и переработать образующийся сероводород. Эти осадки характеризуются перестройкой аутигенно-минерального комплекса и реакционноспособной части элементов (железо, марганец, микроэлементы) по сравнению с формами на поверхности дна. Основными диагенетическими минералами этого типа диагенеза являются сульфиды железа, силикаты железа, и второстепенными карбонаты кальция, магния, железа и марганца. В специфических условиях образуются фосфоритовые конкреции.

В осадках переходного типа, в связи с уменьшением содержания органического вещества, падает интенсивность и емкость восстановительного процесса. Часто наблюдается так называемая очаговая

сульфатредукция. Эти осадки демонстрируют значительно большее разнообразие минеральных и химических форм элементов в зависимости от условий, что объясняется их распространением от полностью восстановленных осадков до окисленных пелагических. Для осадков этого типа наблюдается значительное перераспределение элементов по вертикали, что приводит к образованию прослоев, значительно обогащенных железом, марганцем, рядом микроэлементов по сравнению с концентрациями, создающимися в ходе осадкообразования. В осадках переходного типа происходит образование сульфидов железа, карбонатов марганца и железа, глауконитов и лептохлоритов.

Особым случаем восстановительного диагенеза является диагенез в существенно глинистых осадках, обогащенных органическим веществом, опресненных заливов и лагун внутренних морей, где благодаря малому содержанию сульфатного иона сульфатредукция и образование сульфидов железа идет вяло, возникают карбонаты железа и иногда марганца (процесс глеевого типа в бескислородных или малоокислородных водах).

Типы диагенеза, описанные выше в океанских осадках, судя по материалам глубоководного бурения, наблюдаются не только в современных осадках, но и в отложениях кайнозоя и мезозоя. Изучение осадочных образований суши показывает, что они в таком виде или близком существовали с нижнего палеозоя. В отложениях протерозоя и архея в связи с иным составом атмосферы и вод Мирового океана ситуация была иная и многие диагенетические минералы, упомянутые выше, могли осаждаться в процессе седиментогенеза. Конкретных данных о механизме и характере диагенеза в древних отложениях Земли в настоящее время еще очень мало.

Мощность зоны диагенеза и продолжительность диагенетической стадии может быть различной: в кремнисто-диатомовых осадках океанов и окраинных морей мощность зоны диагенеза достигает 600 – 800 метров, а продолжительность стадии диагенеза – десятки миллионов лет. В карбонатных осадках литорали и мелководья мощность зоны диагенеза определяется метрами, десятками метров, а продолжительность – сотнями и тысячами лет. Терригенные осадки в этом отношении занимают промежуточное положение. Выделение этапов диагенеза и определение границы между диагенезом и катагенезом представляет собой еще нерешенную проблему.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПЛАТФОРМЕННЫХ  
МОРЕХ В КОНЦЕ МЕЗОЗОЯ — НАЧАЛЕ КАЙНОЗОЯ  
Л.П.Горбач, В.В.Шехоткин (ИМР, Симферополь)

Рубеж мезозоя и кайнозоя ознаменовался в глобальном масштабе рядом событий, которые служат критериями для разделения двух крупных эр в истории Земли. К ним относятся: 1. Резкое вымирание многих мезозойских групп организмов к концу мелового периода; 2. Верхнемаастрихтская регрессия, которая пришла на смену необычайной по своим размерам верхнемеловой трансгрессии и завершилась перерывом в осадконакоплении на границе маастрихтского и датского веков, часто с образованием "твердого грунта" в верхах маастрихта; 3. Заметное изменение характера осадконакопления.

Для позднемеловых эликоинтентальных морей чрезвычайно характерно было накопление карбонатных, кремнеземисто-карбонатных илов, состоящих из скелетных остатков наннопланктона, в меньшей мере планктонных фораминифер, морских ежей, губок, иноцерамов, устриц. Особенностью этих морей являлся космополитизм фаунистических комплексов, что свидетельствует о долговременных свободных связях даже между платформенными бассейнами, т.е. о долговременном относительно тектоническом покое в истории Земли. Исключительное развитие светлых карбонатных осадков, малое содержание в них терригенного материала указывают на достаточно плоское дно бассейнов и сглаженный рельеф континентов, где протекали процессы химического выветривания.

Палеоценовая эпоха, которая, по нашим представлениям, начинается с датского века, даже в пределах платформ характеризовалась неустойчивостью тектонического и, вероятно, климатического режимов, свидетельством чему являются фрагментарность распространения и чрезвычайная пестрота литологического состава пород и фаций. Фаунистические бентосные комплексы содержали большое количество эндемичных форм.

В образовании, распространении и изменении состава пород верхнемеловых и палеоценовых отложений основную роль играли три фактора: тектонический, биологический и климатический. Первый из них включал эпейрогенические и более мелкие дифференцированные движения отдельных блоков. Последние перемещения, особенно частые в палеоцене, накладывались на общий фон, созданный

эпейрогенезом, и обуславливали мозаичность структурно-тектонического плана территорий. Эпейрогенез проявлялся, в первую очередь, через региональные трансгрессии и регрессии. Так, в пограничных отложениях мела и палеогена Крыма свидетельства проявления эпейрогенеза являются кампан-маастрихтская трансгрессия, предкачинская регрессия и качинская трансгрессия. Позднемаастрихтская регрессия, по-видимому, связана с эвстатическим понижением уровня Мирового океана (Найдин, 1976; Резанов, 1979), подтверждением чего является широкое распространение в мире следов этой регрессии.

Основной причиной, вызывающей глобальные трансгрессии и регрессии, считается изменение емкости океанических впадин ( в случае регрессий - опускания дна океанов). Последнее подтверждается бурением в океанах. Здесь на больших глубинах установлены мелководные маастрихтские и кайнозойские отложения. Они перекрыты глубоководными осадками, что свидетельствует о быстром, некомпенсированном осадконакоплением опускании. Следовательно, начало этого процесса, который продолжался и в кайнозое, по времени совпало с верхнемаастрихтской регрессией.

Резкое изменение очертаний суши и моря на рубеже мела и палеогена, по-видимому, вызвало глобальную перестройку циркуляции океанических вод, что привело к изменению климата (похолоданию). Ухудшение климата к концу маастрихта подтверждается изучением палеотемператур океанических вод, экологическим анализом фауны, значительным обогащением маастрихтских пород кремнеземом.

Таким образом, рубеж маастрихтского и датского веков является началом величайшей перестройки лица Земли - временем значительных физико-географических, физико-химических и биологических изменений. Это позволяет считать его границей мезозоя и кайнозоя.

ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПЕРЕРЫВОВ ПОЗДНЕГО  
ДОКЕМБРИЯ НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ  
М.И.Трайзер ( ИЛСАН СССР, Москва)

В результате метаморфизма материнская порода меняет свой минеральный состав и структурно-текстурные признаки, по которым устанавливается первичная природа и условия ее образования. Некоторое исключение в этом отношении представляют конгломераты, структура и первоначальный облик которых при метаморфизме сохраняются лучше, чем у других осадочных пород. Однако, поскольку галечный материал может переноситься как из близких районов, так и из очень далеко расположенных, то и конгломераты, сами по себе, не могут быть показателем перерывов и тем более их длительности. Для метаморфических образований докембрия наиболее надежными показателями платформенных условий и континентального их генезиса является широкое развитие красноцветных отложений и высокоглиноземистых пород, ассоциирующихся с минеральными обломочными породами кварцевого состава и их метаморфическими производными.

Красноцветное осадконакопление было характерным почти для всего позднего протерозоя Сибирской платформы и примыкающих к ней районов Байкальской складчатой области. К типичным красноцветам относятся акитская серия Патомского и Северо-Байкальского нагорий, уянская серия Алданского шита, мукунская серия Анабара, губинская свита Игарского района, карагасская и оселочная серии Присаянья, тасеевская серия венда Енисейского края и излучинская серия Игарского района.

Расцвет красноцветообразования связан со следующими основными причинами: наличие в атмосфере Земли свободного кислорода, широкое развитие в позднем протерозое территорий с платформенным тектоническим режимом, отсутствие наземной органики, теплый и жаркий гумидный или аридный климат.

Высокоглиноземистые породы (в понимании В.К.Головенка) имеют более ограниченное распространение. Характерным примером является пурпольская свита нижнего рифея Патомского и Северо-Байкальского нагорий. Близкие параметры имеют анайская свита Западного Прибайкалья и окунская свита Северо-Байкальского нагорья нижнего рифея. К этому стратиграфическому уровню также относятся крас-

ноцветные гонамская свита Алдана, мукунская серия Анабара и обогатенная глиноземом кординская свита Енисейского края. Для всех названных стратиграфических подразделений характерно присутствие и мономинеральных кварцево-обломочных пород.

Образование высокоглиноземистых пород обуславливалось существенно иными факторами. Из вышеперечисленных для красноцветообразования только первый и второй имели положительное значение, третий, наоборот – резко отрицательное. Образованию высокоглиноземистых пород также благоприятствовали: складчатость, предшествовавшая эпохе их образования, этап тектонического покоя и жаркий или теплый и обязательно гумидный климат. Непременным условием возможности их образования является наличие достаточно длительного континентального перерыва.

По указанным признакам в позднем протерозое Средней Сибири может быть выделено три крупных перерыва – предрифейский, предсреднерифейский и предвендский. С последним связаны Боксонское месторождение и Козыревское рудопроявление бокситов в Восточном Саяне, и возможно также проявление диаспор-хлоритоидных аллитов в Восточно-Тувинском прогибе (Б.К.Краевский, 1979).

#### ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В РИФЕЙ-ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.И.Гурова, К.С. Кондрина, Л.С.Чернова (СНИИГТИМС, Новосибирск)

Решение вопроса о происхождении и эволюции терригенно-минералогических компонентов во времени и пространстве позволяет в значительной степени уточнить исторический ход осадочного процесса на определенных этапах геологического времени.

Изучался состав терригенных минералов легких и тяжелых фракций в отложениях рифей-венда-нижнего кембрия южной части Сибирской платформы.

Учитывалось, что минералогический состав осадочных пород зависит от многих факторов и прежде всего от содержания минералов в исходном терригенном материале и его гранулометрической размерности, связанных с составом материнских пород и степенью их выветрелости, а также от процессов естественного шлихования осадка, обусловленного гидродинамикой среды переноса и осаждения

обломков в седиментационном бассейне.

Установлено, что основной фон среди терригенных акцессорных компонентов в изученных отложениях создает резкое преобладание весьма устойчивых и устойчивых в отношении химического выветривания минералов. Различные их сочетания, в совокупности с неустойчивыми компонентами, позволили выделить в изученных отложениях 10 терригенно-минералогических комплексов и проследить зоны их распространения разного состава в региональном плане. Подтверждается существование в венд-кембрийское время нескольких питающих провинций с различным составом материнских пород разной степени выветрелости.

Вблизи питающих провинций терригенно-минералогические комплексы имеют более индивидуальные черты, которые нивелируются к срединным частям бассейна, где накапливались более стойкие компоненты.

Отчетливо проявляется разный характер распространения терригенно-минералогических комплексов в различных частях седиментационного бассейна. В Присаяно-Енисейской синеклизе в тяжелых фракциях пород доминируют рудные минералы, на юго-западе Ангаро-Ленской ступени в рудный комплекс подключаются неустойчивые компоненты, в восточных районах Ангаро-Ленской ступени и на Непско-Ботубинской антеклизе главенствующее значение имеет циркон с подчиненными, но постоянным присутствием неустойчивых минералов.

В результате сравнения карт микрофаций времени накопления осадков и карт распределения в породах терригенно-минералогических комплексов в большинстве случаев отмечено совпадение их контуров.

В ходе эволюции на протяжении рифей-венд-нижнекембрийского времени в составе терригенных компонентов наблюдаются определенные изменения. Среди них: постепенное усложнение снизу вверх минералогического состава породообразующей и акцессорной частей пород, увеличение количества неустойчивых компонентов для разных районов на разных рубежах рассматриваемого времени.

Восстановление хода накопления терригенных компонентов определенного гранулометрического и минералогического состава во времени и пространстве имеет определенный практический интерес для нефтегазопромысловых работ. Так, например, вблизи границ резкой смены терригенно-минералогических комплексов могут существовать условия, благоприятные для формирования литологических ловушек нефти и газа.

КРИОЛИТОГЕНЕЗ И ЕГО ПРИЗНАКИ  
И.Д.Данилов ( ТСХА, Москва)

Криолитогенез — комплекс процессов, связанных с накоплением и преобразованием осадков в зонах устойчивого охлаждения Земли при низких, близких к нулю положительных или отрицательных температурах и под влиянием льда в различной его форме (подземный лед, ледники, поверхностные льды водоемов). Современная зона криолитогенеза (криолитозона) практически совпадает с зоной полярного, субполярного и сурового резкоконтинентального климата. На суше — это области распространения многолетнемерзлых пород и покровных ледников, на море — постоянных плавучих льдов. Азональными областями проявления криолитогенеза являются высокогорья.

Под воздействием криогенного процесса приобретают специфические черты все типы осадков. В условиях водных бассейнов криогенная специфика седиментогенеза проявляется весьма ярко в формировании двух наиболее своеобразных типов осадков с противоположными литологическими свойствами. В водоемах с активно дрейфующими и тающими плавучими льдами накапливаются слабо сортированные неслоистые тонкодисперсные алеврито-глинистые осадки с включениями грубообломочного материала, напоминающие по литологическому облику континентальные ледниковые морены. В бассейнах с длительным устойчивым ледовым покровом и резко выраженными изменениями в поступлении твердого стока формируются хорошо сортированные ленточнослоистые глины и алевриты, в которых частицы определенного размера четко дифференцированы по слоям.

Диagenез бассейновых осадков, несмотря на низкие положительные и отрицательные температуры среды, сопровождается существенным физико-химическим преобразованием исходного осадочного вещества. В зависимости от ландшафтно-климатических условий, состава терригенного материала, снесенного с суши, количества и качества поступающего на дно органического вещества формируются своеобразные комплексы аутигенных минералов, наиболее ярко представленные в конкрециях. В осадках пресноводных озерных водоемов криолитозоны установлены конкреции фосфатов железа (визиванитовые) и терригенно-карбонатные конкреции, цементирующее вещество которых представлено кальцитом, арагонитом с изоморфной примесью марган-

ца. Для морских глин и алевроитов характерны терригенно-сульфидные и терригенно-карбонатные конкреции. Сульфиды железа представлены гидротроилитом и пиритом, карбонаты — кальцитом и арагонитом с непостоянной, но значительной изоморфной примесью железа, магния, марганца; иногда карбонатный цемент представлен доломитом, отмечаются новообразованные сферолиты сидерита. В прибрежных грубозернистых фациях морских водоемов совместно присутствуют терригенно-карбонатные конкреции и конкреции гидроокислов железа и марганца. Промерзание и сопровождающее его льдовыделение происходят либо на стадии диагенеза в подводных условиях, либо после выхода осадков из-под уровня водоема седиментации. В зависимости от способа промерзания возникают различные типы криогенных текстур.

Криогенная специфика формирования аллювиальных отложений находит свое выражение в своеобразных типах льдистых текстур и образовании сингенетических процессу осадконакопления мощных ледяных жил, а при частичной или полной деградации мерзлоты, грунтовых псевдоморфоз по ним. Осадки русловых фаций промерзают после их накопления и выхода из-под отепляющего воздействия водотока, осадки пойменных фаций переходят в мерзлое состояние по мере их накопления (сингенетично). Различные способы промерзания и литология осадков обуславливают своеобразие их криогенных текстур. Русловые пески и галечники до их промерзания обогащаются гидроокислами железа и марганца, в синхронно накапливающимися и промерзающих пойменных илах аутигенное минералообразование практически отсутствует.

Литогенез в зоне ледниковых покровов приводит к накоплению несортированных терригенных осадков песчано-алеврито-глинистого состава с грубообломочными включениями. Ледниковые накопления после их вытаивания изо льда попадают либо в обогащенную кислородом зону гипергенеза, либо сразу промерзают. Поэтому они фактически не проходят стадии диагенеза, в них не формируется свойственный бассейновым осадкам комплекс диагенетических аутигенных минералов и конкреций.

## ЭВОЛЮЦИЯ КРИОГЕННОГО ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

И.Д.Данилов ( ТСХА, Москва)

Во всех обстановках осадконакопления в криолитозоне формируются своеобразные типы пород, отличительными признаками которых являются: терригенный состав, многофракционность гранулометрического спектра, наличие крупнообломочных включений в алевроитово-глинистых и песчаных разностях пород, подземного (текстурного, цементного, жильного и пластового) льда.

Признаки криолитогенеза в виде своеобразных пород, обладающих рядом названных признаков, обнаружены в нижнем протерозое, верхнем рифее, венде, ордовике, силуре, карбоне, перми. Для расшифровки обстановок осадконакопления в древних криолитозонах особое значение имеет анализ возникновения и развития криолитозоны на последних этапах геологической истории Земли в кайнозое.

Долгое время было общепризнанным положение, что современная криолитозона Земли возникла на границе плиоцена и плейстоцена и является специфическим образованием последнего, отличающим его от более ранних этапов геологического развития в кайнозое.

Исследования последних лет показывают, что криолитозона Земли в кайнозое образовалась в различных регионах неодновременно. Каменный материал ледового разноса имеется в осадках морей, омывающих Антарктиду и Гренландию, датированных концом эоцена — началом олигоцена (38—40 млн. лет назад). В это время на Севере Сибири и Северо-Востоке СССР признаков существования криолитозоны нет. На Севере Западной Сибири в олигоцене в условиях влажного климата активно протекают процессы глубокого химического выветривания, формируются толщи каолинитизированных песков с прослоями каолиновых глин: на Северо-Востоке Евразии произрастают широколиственные леса с элементами субтропической флоры.

Неогеном (концом миоцена — II—I4 млн. лет назад) датируется этап развития огромных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии. На Севере Евразии в миоцене произрастают широколиственные леса, накапливаются мощные (до нескольких сот метров) толщи угленосных (Новосибирские о-ва) и лигнитносных (Север Якутии, Чукотка) отложений. Во время формирования этих толщ на Северо-Востоке Евразии появляются признаки влияния на осадочный процесс

криогенного фактора, вероятно, сезонного ледового покрова, поставившего гальку и щебень в тонкозернистые осадки бассейнового генезиса.

В отложениях раннего плиоцена на Северо-Востоке Евразии имеются четкие следы существования мерзлых пород, сформировавшихся в ландшафтных условиях хвойной тайги. В западном секторе севера Евразии (Север Западной Сибири, Печорская низменность) признаки влияния криогенного фактора на осадочный процесс в кайнозой появляются только в конце плиоцена — начале плейстоцена (эоплейстоцене).

Безусловным является вывод о том, что возникновение криолитозоны Земли в кайнозой было не одновременным, а скользящим по шкале геологического времени. Возрастные различия возникновения условий криолитогеоза в кайнозой для различных областей Земли весьма существенны и составляют порядка 40 млн. лет, т.е. соответствуют примерно средней продолжительности одного периода. В Антарктиде криолитозона возникла в олигоцене, на Северо-Востоке Евразии в начале плиоцена, на Северо-Западе Евразии в конце плиоцена — начале плейстоцена. Из этого положения следует, что крупные ландшафтно-климатические изменения, фиксируемые в геологической истории кайнозоя, не соответствуют стратиграфическим рубежам и имеют не общепланетарные, а местные причины.

Близкие современным параметры криолитозона приобрела в конце плиоцена. В плейстоцене происходило неоднократное расширение площади криолитозоны, однако она не сокращалась существенно меньше пределов распространения в настоящее время. Современная криолитозона Земли подразделяется на криолитозону суши (области наземного и подземного оледенения) и криолитозону моря (области устойчивых плавучих льдов). При палеогеографических реконструкциях древних криолитозон необходимо учитывать, что все современные ледниковые покровы сгружают переносимый ими осадочный материал в море; это явление было, несомненно, широко развито в прошлые этапы геологического развития Земли.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПОСЛЕАРХЕЙСКИХ  
КОРАХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
( НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА )

А.Д.Додатко ( Горный ин-т, Днепропетровск )

1. В результате изучения остаточных продуктов выветривания и сопряженных с ними осадочных пород на обширной территории Русской платформы (Украинский и Балтийский щиты, Воронежская антеклизиса, Белорусский массив, Волго-Уральский свод и др.) установлено существование около 20 послепалеозойских эпох корообразования. На Украинском щите (УЩ) для послепалеозойского времени доказано существование 16 таких эпох, в том числе четырех - в раннем протерозое, четырех - в позднем протерозое, четырех - во второй половине палеозоя, двух - в мезозое и двух - в кайнозое. Выделенные на УЩ эпохи корообразования почти точно совпадают с подобными эпохами на Воронежской антеклизе, а данные по другим районам платформы иногда позволяют дополнять их перечень (для первой половины палеозоя и т.д.).

2. Изучение многочисленных (более 250) разрезов разновозрастных кор УЩ показало, что начиная с раннего протерозоя (позднего архея) и до кайнозоя включительно характер миграции породообразующих и других элементов и гипергенное минералообразование не оставались постоянными, а изменялись в соответствии с эволюцией атмосферы, климатов, органической жизни и других факторов гипергенеза. В зависимости от этого, на сходных породах в разные эпохи формировался различный по составу элювий, детальное изучение которого позволяет отчетливо выделить три этапа эволюции процессов выветривания: раннепротерозойский, позднепротерозойский - раннепалеозойский и позднепалеозойский - кайнозойский.

3. Остаточные коры первого этапа как на УЩ (Криворожье), так и на Балтийском щите (Карелия) и Воронежской антеклизе (КМА), метаморфизованы и превращены в сланцы и другие породы. Однако они сохраняют главные признаки элювия и характеризуются низким содержанием глинозема и железа и повышенным по сравнению с материнскими породами количеством кремнезема. Эти и другие данные позволяют считать, что на протяжении раннепротерозойского этапа гипергенеза глинозем и железо обладали относительно большей по сравнению с кремнеземом миграционной способностью и выносились

за пределы элювия. Продукты второго этапа на УШ и в других районах платформы не метаморфизованы и отличаются широким развитием в них монтмориллонита, смешанослойных образований и гидрослюд и очень слабо выраженной каолинизацией элювия. Во время образования этих кор в связи с появлением в атмосфере кислорода гипергенная миграция железа прекратилась, вынос кремнекислоты несколько усилился, но еще не был интенсивным. При нестабильном поведении глинозема возникали условия для образования в корях наиболее высококремнистых глинистых минералов (монтмориллонита и других смектитов). Каолинит мог возникать лишь при разложении смектитов, а зона свободных окислов вообще не формировалась. Лишь на третьем этапе гипергенеза интенсивность миграции кремнезема резко усилилась. При стабильном поведении глинозема это создавало предпосылки для интенсивной каолинизации материнских пород, образования мощных толщ первичных каолинов и формирования зоны свободных окислов с остаточными накоплениями бокситов, бурых железняков и других элювиальных месторождений.

4. Выделенные по результатам изучения разновозрастных кор УШ этапы в эволюции корообразования подтверждаются материалами по другим районам Русской платформы и удовлетворительно совпадают с основными периодами эволюции главных факторов гипергенеза. Это указывает на региональный характер проявления большинства эпох корообразования на территории Русской и, возможно, других платформ и позволяет использовать выявленные закономерности в эволюции гипергенеза при прогнозной оценке элювиальных полезных ископаемых и изучении эволюции осадочного процесса на континентах. Сущность эволюции процессов гипергенеза в общем виде сводится к изменению миграционной способности главных породообразующих элементов, сокращению путей превращения минералов материнских пород в устойчивые гипергенные образования, упрощению состава конечных продуктов выветривания и увеличению разнообразия возникающих полезных ископаемых.

## СООТНОШЕНИЯ СТАДИЙ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

В.М.Желинский, В.Н.Коробицына ( ИГ ЯФ СО АН СССР, Якутск )

Постдиагенетические преобразования минерального и органического вещества осадочных формаций развиваются под воздействием одних и тех же факторов — температуры, давления, геологического времени и др. Однако, в силу коренных различий в природе этих веществ, они не могут одинаково реагировать на воздействие каждого из этих факторов. Если главным фактором преобразования органического вещества является температура, то для терригенных и других осадочных пород в зонах катагенеза в качестве такового выступает давление (Страхов, 1960). Поскольку геолого-тектонический режим, определяющий развитие процессов постдиагенетических изменений в бассейнах породообразования, существенно различен, то выделяется несколько типов соотношения стадий преобразования минерального и органического вещества.

1. В условиях однородного палеогеотермического поля и при отсутствии стрессовых тектонических напряжений, когда увеличение температуры и давления связано только с погружением осадков на ту или иную глубину, преобразования органического и минерального вещества происходят относительно синхронно и коррелируют друг друга. Такой тип соотношения стадийных изменений предлагается называть "согласованным". В этих случаях правомерно использование методики определения стадий катагенеза осадочных пород по шкале метаморфизма углей, предложенной И.И.Аммосовым с соавторами (1961). Эта методика хорошо зарекомендовала себя при изучении ряда осадочных формаций (Донбасс, Кузбасс, Иркутский бассейн, платформенная часть Ленского бассейна).

2. В условиях неоднородного палеогеотермического поля, которое возникает в бассейнах породообразования при наличии магматогенных тепловых потоков, преобразования минерального и органического вещества носят "несогласованный" характер, который выражается в том, что на участках магматогенного прогрева степень изменения органического материала существенно опережает катагенетические преобразования вмещающих терригенных пород. В зависимости от интенсивности магматогенного теплового воздействия органическое вещество разных стадий преобразования попадает

В одну и ту же зону регионального катагенеза терригенных пород и наоборот: органическое вещество одной и той же стадии преобразования приурочено на соседних участках к разным зонам регионального катагенеза терригенных пород (Южно-Якутский, Тунгусский, Зырянский, Омсукчанский и другие угленосные бассейны).

3. Другой тип несогласованной зональности вторичных изменений минерального и органического вещества возникает в условиях сильнейших динамических (стрессовых) напряжений при однородном палеогеотермическом поле. Развивающиеся при этом высокие давления приводят к тому, что степень катагенеза терригенных пород резко возрастает и заметно опережает степень преобразования органического материала. Такое соотношение вторичных изменений минеральных и органических компонентов впервые установлено в мезозойской угленосной формации Ленского бассейна (Япаскурт, 1979), где оно характерно для зон складчато-надвиговых дислокаций на бортах положительных структур. Аналогичные явления отмечены нами в Южно-Якутском угленосном бассейне.

4. Наиболее сложные соотношения постседиментационных преобразований минерального и органического вещества формируются в бассейнах, для которых характерно сочетание геолого-тектонических условий, определяющих образование каждого из выделенных типов. Такие соотношения возникают в результате наложения нескольких этапов в процессах развития вторичных изменений осадочных формаций (Южно-Якутский, Тунгусский и другие бассейны).

Приведенный в докладе конкретный фактический материал по угленосным формациям различных генетических типов показывает, что степень изменения органического вещества далеко не всегда является индикатором степени преобразования терригенных пород. Изучение взаимосвязи стадийных изменений минерального и органического вещества в угленосных бассейнах позволяет дать научно обоснованный прогноз качества углей на глубоких горизонтах, а в нефтегазоносных областях — установить наиболее вероятные пути миграции жидких и газообразных углеводородов.

ЭВОЛЮЦИЯ ОЛИГОМИКТОВЫХ КВАРЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ  
В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

А.В.Ивановская, В.Г.Петров, М.Ф.Соколова  
( ВНИГРИ, Ленинград, ИГиГ СО АН и СНИИГГиМС, Новосибирск )

Породная олигомиктовая кварцевая ассоциация представляет собой закономерное и естественное сочетание (парагенезис) минералов, образующихся в близких геотектонических, климатических и геохимических условиях среды выветривания и накопления.

Наиболее благоприятные обстановки для отложений этого типа в истории Земли на протяжении миллиарда лет существовали в позднем докембри ряда континентов. Они обусловлены устойчивым стоянием древних платформ, стабильностью контуров обрамляющих их прогибов, которые выполнялись обломочным материалом, сносимым с поднятых частей платформ. При этом решающая роль принадлежит процессам формирования кор выветривания на кварцсодержащих породах. Переход от коры выветривания происходит через полное развитие мономинеральных кварцевых к олигомиктовым кварцевым породам и далее в аркозы (граувакки), а затем в глинистые и (или) глинисто-карбонатные толщи. Олигомиктовые кварцевые комплексы занимают вполне определенное место в латеральных рядах от области размыва (суши) к открытому морю, различаясь в зависимости от структурного положения - платформенного типа или переходной зоны от геосинклинали к платформе.

В олигомиктовой кварцевой ассоциации преобладающим минералом является кварц (90-75%), примесные минералы составляют не более 25% (полевые шпаты или (и) обломки пород). Комплекс аутигенных минералов сравнительно беден. Это минералы окислов и гидроксидов железа в отложениях, близких к области размыва, глауконит и фосфаты - в прибрежно-морских условиях, железистые хлориты, сидерит - далее в глубь бассейна. Специфичен состав устойчивых к выветриванию аксессуаров и глинистых минералов. Среди последних наиболее распространенными являются гидрослюды различных модификаций, а также каолинит, который тяготеет к источникам сноса, и хлорит.

Химический состав этой породной ассоциации не отличается большим разнообразием. Главным окислом является  $\text{SiO}_2$ , окислы железа характерны для прибрежных отложений. Олигомиктовые квар-

цевые комплексы по своему составу принадлежат к бескарбонатным или слабокарбонатным отложениям, количество  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  возрастает в глубь бассейна. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$  обусловлено составом глинистых минералов в цементе.

В раннерифейских отложениях содержание  $\text{SiO}_2$  в кварцевых и олигомиктовых кварцевых песчаниках колеблется от 94 до 92%, а количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в каолинит-гидрослюдистом цементе составляет 13%. Возрастает содержание  $\text{CaO}$  (до 7%) и  $\text{MgO}$  (3%) в песчаниках с карбонатным цементом. В гематитовых прослоях  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 32%. В связи с появлением гидрослюды и глауконита увеличивается содержание  $\text{K}_2\text{O}$  до 8% в алевролитах. В среднем рифее отмечаются две особенности в составе комплекса: в фосфатно-глинистых конкрециях содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  достигает 31%, а количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в высокоглиноземистых породах увеличивается до 38%. В красноцветных песчаниках содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  невысокое (1,5-4%), при возрастании примеси хлорита в цементе увеличивается содержание  $\text{FeO}$  до 3,6%. В верхнем рифее наблюдается большее разнообразие обстановок и состава цементов. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в гематитовых песчаниках составляет 15%, с гематит-хлоритовым цементом  $\text{FeO}$  - 4% и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 1%, с карбонатным цементом  $\text{CaO}$  - 6% и  $\text{MgO}$  - 4%. Количество  $\text{SiO}_2$  соответственно уменьшается до 80-73%.

Следует отметить, что наблюдаются колебания во времени значений ряда отношений, характеризующих интенсивность процессов выветривания и фациальные обстановки. Показатель интенсивности процессов выветривания  $-\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}:\text{Al}_2\text{O}_3$  несколько возрастает в среднем рифее,  $\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$  от нижнего рифея к верхнему, соотношение  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ , наоборот, убывает от нижнего к верхнему рифею. Преобладание окислительных обстановок ( $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ ) в начале и конце рифея.

ШЕЛЬФОВОЕ ОСАДКО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА  
ОТ ЕВРАЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ  
(СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ШЕЛЬФОВ)  
В.Ф.Игнатов ( ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток )

1. В результате сопоставления современных осадков приматериковых и островодужных шельфов с мелководноморскими их аналогами в отложениях верхнего палеозоя-мезозоя Центрального и мезозоя Восточного Сихотэ-Алиня впервые выделены и околонтурены участки палеошельфов бывших островных дуг.

2. По особенностям палеорельефа и литолого-геохимическим характеристикам пород выделены палеофациальные зоны: верхний палеошельф, центральный и внешний (бровка). Всем этим участкам соответствует определенная минерагеническая зональность, отвечающая специфике происшедших здесь как первичных седиментационных, так и вторичных постседиментационных процессов. Принципиально сходная зональность свойственна и осадкам современных шельфов, но в менее отчетливой форме, так как здесь еще не проявился столь полно, как на палеошельфах, суммарный эффект состояний веществ и строения осадков.

3. Сравнительное литолого-геохимическое изучение современных (Курило-Камчатских) и древних (мезозойских) отложений приостровных отмелей позволило вскрыть ряд закономерностей.

А. В целом химический состав терригенных отложений приостровных отмелей идентичен вулканогенным породам современных и древних островных систем. Значительные вариации состава терригенных пород в условиях шельфов обязаны процессам дифференциации обломочного материала с образованием иногда латерального ряда полимиктовых, олигомиктовых и мономинеральных осадочных образований, значительно отличающихся по химическому составу даже при наличии в области размыва пород определенного состава.

Б. Для терригенных образований приостровных отмелей характерны одинаковые линии поведения титана, магния, кальция, алюминия и его разновидности в виде бокситовой составляющей. Наиболее геохимически подвижные элементы (железо и марганец) испытывают диагенетическое (эпигенетическое) перераспределение с образованием железо-марганцевых конкреций в отложениях нижнего аваншельфа в условиях минимального разбавляющего влияния терригенного материала.

В. При общей недонасыщенности натрием и калием палеошельфовых отложений древних островных дуг соотношение их складывается в пользу натрия, как и в современных шельфовых осадках островных систем.

Г. Специфичен состав микроэлементов в современных и древних отложениях приостровных отрогов: современным осадкам свойственны преимущественно глубинные сидерофилы, палеоаналогам — элементы алогидротермального профиля, что, по-видимому, отражает разную степень "континентализации" земной коры в пределах Курильского и Сихотэ-Алинского геоблоков.

Д. Сопоставление фациально сходных современных и мезозойских осадочных образований позволило вскрыть явления вещественного "перерождения" отложений в процессе эпигенетических преобразований, когда происходит изменение компонентов легкой и тяжелой подфракций и "выравнивание" пород разных петрографических типов с образованием наиболее устойчивых их разновидностей в данных термодинамических условиях (согласно положениям А.Г.Косовской и В.Д.Шутова). Недоучет этого явления приводит к неправильным региональным выводам историко-геологического порядка.

Е. Эпигенетические преобразования терригенного материала на палеошельфах протекали особенно полно на участках, сложенных преимущественно нормально-морскими отложениями (центральный и внешний палеошельф); в прибрежной части (верхний палеошельф), испытавшей неоднократные осушения, нередки реликты неизменных пород, дающие большие возможности в расшифровке палеоусловий осадконакопления, характера области сноса и в решении ряда вопросов минерогенического порядка.

#### ДИАГНОСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРЕГРЫВОВ В РАЙОНЕ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

М.М.Ипатов ( ИЛСАН СССР, Москва )

Континентальные условия имели широкое развитие в течение всей геологической истории Земли. Суммарный объем континентальных эпох, особенно на платформах, не только соизмерим с морским, но, по мнению некоторых исследователей (Наливкин, 1974), даже во много раз превышает их. В континентальных условиях формировались многочисленные полезные ископаемые; континентальные об-

разования являются наиболее информативными в определении климатов прошлого.

В настоящее время изучение основных вопросов континентального литогенеза – континентальных отложений, континентальных перерывов и кор выветривания – является важнейшей задачей геологической науки. Особенно это касается изучения континентального литогенеза в докембрии.

В течение последних двух лет нами в районе Воронежского массива изучались континентальные перерывы в докембрии. В настоящее время в докембрийских породах Воронежского кристаллического массива четко выделяются два крупных континентальных перерыва, фиксирующих две крупные континентальные эпохи в истории геологического развития докембрия КМА.

Первый (нижний) перерыв прослеживается на границе верхнего архея (михайловская серия) и нижнего протерозоя (курская серия), второй – в пределах нижнего протерозоя, на границе курской и оскольской серий. Оба перерыва устанавливаются по ряду признаков, которые во многом сходны.

Нижний (докурский) перерыв определяется образованием выходов кор выветривания по гранитоидам архейского возраста (салтыковский комплекс платиогранитов), налеганием базальных песчаников, местами переходящих в гравелиты и конгломераты стойленской свиты (низы курской серии), на различные горизонты михайловской серии, и, наконец, появлением крупных тел эффузивных пород типа кварцевых порфиров в верхней части архейского разреза.

Верхний – предоскольский перерыв характеризуется налеганием нижних горизонтов оскольской серии на различные слои курской серии, включая толщи железистых кварцитов, появлением в базальных слоях оскольской серии седиментационной конглобрекции, состоящей в значительной степени из окисленных обломков железистых кварцитов. В нижней части оскольской серии (курбакинская свита) отмечаются горизонты кварцевых порфиров и их туфов.

Таким образом, материал по КМА показывает, что континентальные перерывы в докембрии выделяются по сумме геологических признаков, включая разнообразные типы континентальных пород. Наиболее достоверными породами при выделении континентальных перерывов следует считать коры выветривания и в сочетании с ними высокоглиноземистые образования. Базальные конгломераты развиты в районе ограниченно и не являются определяющим фактором при выделении континентальных перерывов. 117

ГЛАУКОНИТ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ И  
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СИБИРСКОЙ И РУССКОЙ ПЛАТФОРМ  
М.Ю.Каменева, Э.В.Бородаевская (ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск)

Сравнительное изучение минералов группы глауконита (МГГ) из ордовикских отложений северо-запада Русской платформы и Иркутского амфитеатра комплексом химических и физических методов показывает, что по составу, строению и структурным характеристикам минералы рассматриваемых районов имеют черты сходства и различия.

1. Глаукониты Прибалтики по составу однородны - они различаются в основном степенью железистости: от берега в глубь моря железистость возрастает. Близкая к линейной зависимость параметра "b" от содержания  $Fe^{3+}$  говорит о структурном характере изоморфизма  $Fe^{3+}-Al$ . МГГ Сибирской платформы отличаются более широкими пределами изменений каждого элемента и соотношений элементов: повышенное содержание  $Fe^{3+}$  наблюдается в центральном и северо-восточном районах Иркутского амфитеатра, содержание Al увеличивается к берегу, а также к островной суше. Зависимость химсостав-параметр неоднозначна: анализируются возможные причины отклонения "b" экспериментального от теоретического. Различие в соотношении  $R^{2+}/R^{3+}$  позволяет различать бассейны нормально морского (Прибалтика) и эвапоритового (Сибирская платформа) типов.

2. Характер неоднородности состава и структуры измененных МГГ, выявляемый на макро- и микро уровнях, при наличии общих черт для каждого случая имеет свои особенности: различные фазовые примеси, наличие-отсутствие смешанослойности, характер структурных изменений.

3. Степень совершенства структуры МГГ, оцениваемая по разрешению и интенсивностям рефлексов общего типа, не зависит от химического состава; неизменные разновидности обычно имеют более совершенную структуру, нежели измененные.

4. Размеры областей когерентного рассеяния (ОКР) определялись методом гармонического анализа профилей дифракционных линий в направлении оси "c". Для минералов рассматриваемых районов они составляют  $\sim 100\text{Å}$ ; выдержанность размеров ОКР свидетельствует о сходных P - T-условиях образования МГГ этих регионов. Средне-квадратичные значения микроискажений для глауконитов Прибалтики

равны нулю, а для минералов Сибирской платформы имеют значительные величины, что, по-видимому, можно связать с преобразованием МГГ Сибирской платформы на стадии глубинного катагенеза, установленного на основании стадийного анализа ордовикских отложений.

## К ВОПРОСУ О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ И ТИПИЗАЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Г.Л.Кириллова ( ИТиГ, Хабаровск )

При разработке принципов выделения и типизации обстановок осадконакопления представляется необходимым рассмотреть следующие вопросы:

1. В свете целей и задач исследования должно быть конкретизировано определение термина, поскольку до сих пор он весьма многозначен: это и условия седиментации, и ландшафт, и фация (т.е. обстановка осадконакопления, овегцествленная в осадке или горной породе).

2. Необходимо разделять систему терминов, используемых при изучении современных обстановок осадконакопления, где можно оперировать н а б л ю д а е м ы м и признаками, и системы терминов, применяемых при палеогеографических реконструкциях.

3. Географическое и палеогеографическое районирование современных и древних областей седиментации может проводиться в разных масштабах. Соответственно должна быть предложена ранжированная система типов обстановок.

4. В соответствии с принципом актуализма и учетом данных об эволюции процесса седиментации в истории Земли важно разработать однозначную процедуру перехода от динамических моделей обстановок осадконакопления к статическим.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ГАЛОГЕНЕЗЕ  
В.И.Копнин ( Политехнический ин-т, Пермь )

Диагенез охватывает процессы преобразования первичноосажденного осадка в литифицированную горную породу. Он начинается с момента образования донного осадка, завершается образованием горной породы в том виде, в каком она предстает перед нами в ископаемом ненарушенном залегании, и подразделяется на ранний, идущий в донном осадке до перехода его в состояние залежи, и поздний, протекающий в недрах. Наиболее интенсивно и многообразно диагенетические процессы проявляются в формировании соляных пород, в состав которых входят или первично входили кристаллогидраты.

Все многообразие диагенетических процессов можно подразделить на 3 группы: минералогические, морфологические и дислокационные преобразования эвапоритовых осадков в галогенные породы. Диагенетическое минералообразование проявляется в 4 формах: превращение промежуточных минералов в стабильные, метасоматоз, дегидратация и минералообразование из межкристалльных растворов. Первые две формы по существу представляют одно и то же явление замещения одних минералов другими, но протекающих в разных условиях. Если первая есть результат взаимодействия между осадком, бассейновой рапой и поровыми водами, то метасоматоз происходит в результате неравновесных с осадком растворов или плавления и разложения нелитифицированного осадка в выделяющейся кристаллогидратной воде. Например, по данным М.Г.Валяшко (1962), первично осажденный полиминеральный осадок: галит, эпсомит, сильвин при взаимодействии с донной и наддонной рапой образуют или каинит, или лангбейнит, или карналлит. Метасоматический сильвин, образующийся по карналлиту, широко распространен (Верхнекамское, Эльтонское месторождения, Саскачеванский и Непский калиеносные бассейны и др.).

Морфологический диагенез заключается в структурно-текстурном преобразовании первичного облика осадка при его литификации до породы. К этому виду преобразований относится образование различных вторичных структур (гигантозернистой, ориентированной, пегельчатой, реликтовой и т.д.) и текстур (брекчиевидной, желваковидной, пloyчатой, пятнистой и т.д.). Например, образование

ориентированных структур в сильвинитах, каинитах, карналлитах происходит вследствие возникновения гравитационных нагрузок, а возникновение брекчиевидных и желвакоподобных текстур связано или с явлениями гравитационной неустойчивости слоистого неуплотненного осадка, что подтверждается тем, что небрекчированная карналлитовая порода практически не встречается, или же с обезвоживанием кристаллогидратных солей и как следствие — уменьшением их объема, что приводит к возникновению желвакоподобной текстуры, которая так характерна для ангидритовых пород.

Дислокационный диагенез — это процесс уплотнения и перераспределения вещества и его литификация в ходе складкообразования. Кондиагенетические складки течения развиты на многих месторождениях калийных солей и они образуются при удлинении и одновременном уплотнении слоев. Внутри дислоцированного слоя происходит перераспределение минеральных агрегатов путем утонения, пережима и раздувов слоев, будинажа; заполнения межбужинных пустот как веществом вмещающих слоев, так и кристаллизацией минералов из межкристалльных растворов и перекристаллизацией ранее образованных. В результате при складкообразовании формируется плотная компоновка внутренней структуры складчатого слоя, зерна и минеральные агрегаты занимают наиболее рациональное положение, а в результате перекристаллизации и раскристаллизации остаточных рассолов окончательно исчезает пористость, и соляные породы становятся монолитными образованиями.

Роль и значение охарактеризованных типов диагенеза неоднозначны. Они проявляются как индивидуально, так и в тесной взаимосвязи. Например, образование брекчированной текстуры карналлитов, или ориентированной структуры сильвинитов и каинитов происходит вне связи с другими диагенетическими процессами. Многие диагенетические процессы протекают взаимосвязанно, один вид преобразований обуславливает другой. Так, метасоматоз и обезвоживание предопределяют возникновение соответствующих структур и текстур.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ В МЕЗОЗОЙСКОЕ И КАЙНОЗОЙСКОЕ  
ВРЕМЯ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ НА ПЛАТФОРМЕННОЙ  
ЧАСТИ УКРАИНЫ

С.П.Корниенко ( ИГН АН УССР, Киев )

Из всех процессов, определяющих характер осадко- и рудообразования, наиболее влияющим и наименее изученным является процесс дифференциации материала в условиях химического выветривания. Поэтому исследования проводились в трех направлениях: 1. Установления причин концентрации элементов в корях выветривания; 2. Выяснения количества и интенсивности выноса элементов; 3. Изучения распределения высокозрелого материала и продуктов хемогенного выноса в разрезах осадочных образований, а значит и во времени. Для этого было изучено 227 разрезов каолиновых (преобладающих на данной территории) и железисто-каолиновых мезокайнозойских кор выветривания Украинского щита (УЩ) и 47 разрезов отложений того же возраста на склонах этого массива. Наряду с общепринятыми методами изучения минералогии и геохимии кор выветривания и осадочных образований, был применен новый метод расчета баланса вещества при выветривании горных пород, разработан методика качественного литолого-геохимического анализа осадочных отложений, а для определения возраста кор был использован палеомагнитный метод.

Изучение взаимоотношений основных минералообразующих элементов в каолиновых и железисто-каолиновых корях выветривания УЩ относительно исходных пород показало, что в ходе корообразования вырабатывается четкая зависимость между тремя компонентами: кремнеземом, алюминием и железом. Концентрации этих элементов определяются их исходным содержанием в материнских породах, интенсивностью выноса кремнезема, временем начала формирования окисных минералов железа и алюминия и кокреционного карбонатообразования.

Каолинообразование происходило на разных стадиях выветривания исходных пород. Выносились все минералообразующие элементы и суммарный их вынос изменялся от 24,70 до 76,30%. Полный вынос в отдельных разрезах отмечен для всех исследованных элементов, кроме алюминия и кремния. По устойчивым средним данным по каолиновой зоне вынос окислов составляет: натрия - 92,2, кальция

- 84,4, магния - 83,1, марганца - 75,4, калия - 74,7, железа - 65,4, кремния - 53,9, титана - 26,9 и алюминия - 24,0%. Однако по интенсивности и характеру изменения поведения в различные этапы выветривания все элементы, за исключением кремнезема, легко объединяются в парные группы: алюминий-титан, железо-марганец, кальций-магний и натрий-калий, что, по-видимому, обусловлено их свойствами. По данным 44-х разрезов абсолютный, конечный, средний вынос из  $1 \text{ м}^3$  исходной породы колеблется от 938,3 (кремнезем) до 0,8 кг (окислы марганца). При этом основная часть этих элементов (до 40-65%) выносится в первые стадии выветривания.

В мезозойских и кайнозойских отложениях склонов УЩ высокозрелый материал (каолины, кварцевые пески и галечники и т.п.) и хемогенные образования (налеты, различные стяжения, цемент, прослой, руды и т.п.), а также углистые осадки и скопления фауны приурочены к определенным частям разрезов (началу трансгрессивных циклов). Следовательно, размыв кор и активизация выветривания происходили одновременно и характеризуются цикличностью. В течение исследуемого периода отмечено пять эпох корообразования: нижнетриасовая, верхнеюрская, меловая (неоком-сеноманская), палеогеновая и неогеновая. Кроме того, четко прослеживается и площадная связь терригенных и хемогенных продуктов выветривания. Отмечается и некоторое соответствие между интенсивностью выноса элементов и распределением их хемогенных образований в разрезах осадочных толщ.

Характер влияния выветривания на осадко- и рудообразование оказался более значительным и сложным, чем предполагалось. Это позволяет говорить, что без знания особенностей процессов выветривания не представляется возможным восстановление условий формирования осадочных пород и руд, а, следовательно, и достаточно эффективного прогнозирования осадочных месторождений.

## ЭТАПЫ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ И ИЗМЕНЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ ОКЕАНОВ

А.Г.Коссовская, В.Д.Шутов ( ГИН АН СССР, Москва )

Доклад посвящен новой проблеме — характеристике особенностей аутигенного минералообразования в осадочном чехле и верхней части базальтового слоя океанов по материалам глубоководного бурения.

1. Выветривание магматических пород континентов под действием атмосферы и пресных вод являлось объектом исследования в течение многих десятков лет и освещено весьма подробно. Изменение базальтов океанического дна при воздействии огромных масс океанической воды стало доступным только в последние 10–15 лет. Результаты глубоководного бурения показали существенные изменения базальтов до глубины не менее 600 м и их значимость как специфической питающей провинции для процессов аутигенного минералообразования в осадочном чехле Мирового океана. Рассматриваются процессы геохимического и минералогического изменения базальтов и возникающие при этом типовые минеральные ассоциации.

2. Установлены два основных этапа аутигенного минералообразования: эоценовый и миоцен–плейстоценовый — выявляющиеся, как в особенностях изменений базальтов, так и в ассоциациях минералов осадочного чехла. Базальты, особенно пиллоу-лавы и брекчированные прослои удаленных флангов океанических хребтов, и в "старой" северо-западной, и центральной котловинах Тихого океана, отличаются значительной переработкой. Ассоциация низкотемпературных новообразованных минералов представлена: К-полевыми шпатами (замещающими основные плагиоклазы), цеолитами — постоянными филлипситом и иногда анальцимом, разнообразными слоистыми силикатами — селадонитом, ди- и триоктаэдрическими Fe, Fe-Mg и Mg-сметитами, редко гелеподобными фазами хлорофейта и паллагонита. В плейстоцен-миоценовых базальтах в самых молодых породах наибольшая роль принадлежит разнообразным гелеподобным образованиям типа хлорофейт-паллагонитов, в плиоцен-миоценовых базальтах обычны филлипсит, Fe и Mg — сметиты, селадонит. В условиях повышенных значений теплового потока даже в самых молодых базальтах зафиксированы К-полевые шпаты, а иногда "предметаморфическая ассоциация" корренсита, альбита, эпидота и кварца.

3. В осадочном чехле непосредственное наследование состава измененных базальтов с набором свойственных им первично-магматических и аутигенных минералов наблюдается только в прослоях вулканокластических турбидитов. В дисперсном веществе глин, глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных пород появляются более простые ассоциации синтезированных аутигенных минералов, в формировании которых в основном участвуют как нестойкие высоко-реакционные твердые фазы и растворенные элементы "океанической базальтовой провинции", так и биогенные компоненты. Роль материала, приносимого с континентов в пелагиаль, незначительна. Отмечается исключительное однообразие минералого-петрографического состава осадочного чехла океанов по сравнению с осадочной оболочкой континентов. Два этапа аутигенного минералообразования в осадочном чехле фиксируются в следующих ассоциациях: в плейстоцен-миоценовых основными минералами являются диоктаэдрические Fe-сметиты и филлипсит; в эоцен-меловых сохраняются Fe-сметиты, широко распространен палыгорскит и, что особенно выразительно, вместо филлипсита массовое распространение получает клиноптилолит. Появление этого более кремнистого цеолита связано с возрастающей активностью растворенного кремнезема. В разрезах его появление ассоциируется с широким развитием порцелланитов и кремней, сменяющих неизменные диатомовые и радиоляриевые породы.

4. Высказывается предположение о связи двух этапов аутигенного минералообразования с различиями температурного режима, существовавшего в океанах в мел-эоценовый и миоцен-плейстоценовый этапы.

В заключение обсуждается проблема накопления калия и перераспределения некоторых других элементов при процессах начальной континентализации пород океанической коры.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВОК  
ОСАДЧОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДОБРАЗОВАНИЯ  
Г.Ф.Крашенинников ( МГУ, Москва )

1. Главной особенностью современного этапа развития литологии является генетическое направление исследований. Генезис осадочной породы представляет сложный комплекс тесно связанных процессов. Выделяется 5 основных этапов, диалектически противоречивых, но единых в своем конечном результате. Системный подход помогает оценке роли каждого из них в формировании пород и их комплексов и, следовательно, правильному истолкованию генезиса.

2. О понятии "система" существует много точек зрения. Здесь под системой понимается совокупность множества компонентов, находящихся в закономерных взаимных связях и образующих структурную целостность, отчлененную от среды. Системный подход по существу не нов, но сейчас он получил более осознанное и полное содержание. Этот подход является в известной мере альтернативой дроблению в науках, в том числе и в науках о Земле.

3. Системный подход в литологии тесно связан с понятием об уровнях организации вещества. Осадочные породы являются примером такого уровня и должны рассматриваться – при системном подходе – как единое генетическое целое, хотя слагающее их вещество проходит ряд упомянутых выше противоречивых этапов.

4. Мобилизация вещества осуществляется при выветривании и при вулканизме. Типизация выветривания осуществляется по климатическим, тектоническим и геохимическим показателям, а вулканизма – по составу лав и типам извержений.

5. Перенос начинается при выветривании и одновременно с извержениями и происходит главным образом водой, льдом, ветром, организмами, причем типизация этого этапа проводится в зависимости от материала и задач исследования. Именно в этом этапе происходит основной литогенетический процесс – осадочная дифференциация, хотя конкретное выражение она находит в следующем этапе. Типизация переноса проводится по климатическим, палеогеоморфологическим и динамическим ("физическая седиментология") показателям.

6. Накопление нередко считают основным этапом в литогенезе. С позиций системного подхода это этап важный, но его нельзя рассматривать в отрыве от предыдущих и последующих этапов. При типизации

зации обстановок накопления критериями служат климат, тектонический режим и палеогеоморфологические условия. Понятия о "фациях отложений" и о "генетических типах отложений" обычно связывают с обстановками накопления, но это понятия качественно разные и их не следует смешивать.

7. Диагенез связан главным образом с действием иловых вод и органического вещества. Состав иловых вод связан с составом осадков и геохимическими условиями в придонной воде; поэтому имеется теснейшая связь диагенеза с обстановками седиментации. Типизируют диагенетические процессы обычно по геохимическим показателям.

8. Катагенез связан постепенными переходами с диагенезом, хотя главные движущие силы катагенеза другие. Типизация катагенеза осуществляется чаще всего по степени преобразования органического вещества и по физическим параметрам пород.

9. Из приведенного обзора видно разнообразие и сложность движущих сил осадочного процесса. Вместе с тем перечисленные этапы в совокупности дают единый ряд формирования осадочной породы как сложной системы. Типизировать этот ряд в зависимости от задач приходится по разным признакам, а наиболее общая типизация давно известна и основана на генетических группах пород. Главной задачей сейчас является дальнейшая ее детализация, причем системный подход оказывает при этом существенную помощь.

10. В ряде работ фактически применены элементы системного подхода к выделению и типизации обстановок осадконакопления и породообразования. Но выполнение исследований с полным использованием возможностей этого подхода является, по-видимому, делом будущего.

11. Системный подход имеет много общего с комплексным подходом. Однако комплексный подход может успешно осуществляться для решения частных генетических задач и чисто практических вопросов. Что же касается системного подхода, то комплексность является его непременным условием, но он должен также включать фацальный анализ и другие виды историко-геологического исследования, так как его задачей является раскрытие особенностей пород, связанных с ними полезных ископаемых и их сочетаний как единого целого.

О НОВЫХ ВОЗМОЖНОСТЯХ ТИПИЗАЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ  
С ПОМОЩЬЮ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ  
Г.А.Крибари, В.В.Корчагин ( Казанский ун-т )

Информация, получаемая с помощью рентгенографических исследований глинистой составляющей осадочных горных пород широко используется в практике фацеального анализа и палеогеографических реконструкций. До последнего времени, однако, подобные исследования ограничивались главным образом либо установлением фазового состава глинистой компоненты, либо полуколичественной оценкой структурного совершенства отдельных минералов, не имеющей строгой кристаллофизической основы, в то время как информационная емкость глинистых минералов позволяет проводить типизацию обстановок осадконакопления со значительно более высокой степенью детальности.

Реализация указанной возможности требует разработки новых подходов, чему способствует освоение выпуска отечественной промышленностью автоматизированных рентгеновских дифрактометров и создание новых методик изучения глинистых минералов, включая различные модификации количественного фазового анализа и предложенный нами ранее метод "рентгеновских косых текстур".

Один из таких подходов основан на получении количественных данных о минералогическом составе глинистой компоненты, точность которых доведена до уровня, допускающего применение аппарата тематической статистики, в частности - факторного анализа. Это позволяет типизировать гидрохимические обстановки седиментации в отложениях аридного литогенеза, когда в бассейне аккумуляруются неустойчивый тонкодисперсный материал, дальнейшие преобразования которого идут по трансформационному механизму и задаются катионным составом и окислительно-восстановительным потенциалом среды.

Правомерность подхода иллюстрируется на примере отложений казанского яруса Татарии, характеризующихся исключительным разнообразием фацеальных обстановок и изученных с очень высокой степенью детальности. Объем выборки составлял 495 всесторонне проанализированных образцов, включавших все основные литологические типы пород и имевших надежную фацеальную привязку в рамках схемы, разработанной для указанных отложений В.И.Игнатьевым и М.Т.Казанским. По факторным диаграммам четко выделяются все семь установ-

ленных классическими методами фациальных зон, кроме того, удастся расчленить отложения заливов и лагун и близкие к ним образования верхней части подводных дельт, а также две несколько отличающиеся пространственно и генетически зоны оолитообразования.

Другой подход основан на регистрации некоторых тонких особенностей реальной структуры каолинита и может быть использован при изучении образований гумидного литогенеза. Показано, что среди многочисленных типов дефектов структуры каолинита преобладают два, один из которых сингенетичен и задается составом материнских пород, второй — эпигенетичен и определяется степенью механической деформации кристаллитов.

Предлагается сравнительно простая дифрактометрическая методика, основанная на применении "рентгеновских косых текстур" и позволяющая с помощью насыщения диметилсульфоксидом количественно оценивать концентрацию дефектов обоих типов. Это дает возможность, с одной стороны, уточнять источники и направления переноса дисперсного обломочного материала, с другой, — оценивать дальность переноса и отличать первично осадочные породы от перетолженных.

#### ФАЦИИ ДРЕВНЕЙ СЕБКХИ И ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

С.К.Кропачева (ИМР,Симферополь)

Помимо научного интереса, субаэральные эвапориты обладают и практической ценностью — с ними связан ряд полезных ископаемых (калийные соли, сера, углеводороды и др.). Распознавание их в галогенных формациях представляет определенные трудности. У фаций древней себкхи все же имеются значительные отличия от аналогичных современных образований.

Такие фации охарактеризованы среди многих галогенных формаций. Сводка зарубежных работ приведена у А.С.Кенделла (1978). Автором они обнаружены в некоторых формациях на территории СССР (Кропачева, 1979). Идентификация фаций палеосебкхи производится по основным критериям литологического плана: своеобразные текстуры пород, ассоциация со строматолитами и др. Такие особенности характерны как для современной, так и для древней себкхи.

Помимо известных обязательных признаков, автором предлагаются дополнительные критерии для установления фаций палеосебкхи:

- возможна значительная мощность этих комплексов (до десятков метров);
- синхронные субаквальные фации представлены не только карбонатными образованиями, но и легкорастворимыми солями;
- эти фации могут перемежаться с субаквальными эвапоритами;
- нередко подстилаются рифовыми комплексами или наблюдается их прилегание к рифам;
- встречаются в форме сульфатизированных рифогенных пород;
- карбонатная часть отложений палеосебкхи может состоять не только из доломита, но и кальцита.

Отличия условий формирования эвапоритов древней себкхи от современных следует искать в эволюции галогенного процесса в ходе геологической истории (Яншин, 1977).

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДКОВ В ОКЕАНЕ (ПО ПРИРОДНЫМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

В.Б.Курносков, И.В.Холодкевич, Л.П.Кокорина ( ДВИ  
ДВНЦ АН СССР, Владивосток ), Н.В.Котов ( ЛГУ, Ленинград )

Существование гидротермальной циркуляции в океанической коре в настоящее время можно считать общепринятой, особенно после инструментальных замеров проницаемости базальтов для морской воды, которые были проведены в 69 рейсе судна "Гломар Челленджер". Проникновение морской воды в твердую оболочку океана установлено в океане на глубину около 1,5 км, а по скважинам, пробуренным в Исландии, до 3 км. Кроме морской воды, в гидротермальной циркуляции могут участвовать ювенильные растворы, смеща в разной степени химический состав морской воды, вплоть до полной ее замены (гидротермальные струи).

Гидротермальная циркуляция сопровождается вторичными изменениями базальтов различной интенсивности, зависящими от многих факторов: структурно-тектонического положения и возраста базальтов, типа излияния, мощности и степени раскристаллизации базальтовых тел, гидротермальной активности района и ряда других фак-

торов. Основные последствия вторичных изменений базальтов и вообще гидротермальной циркуляции в океанической коре заключаются в изменении петрохимических и петрофизических характеристик пород базальтового слоя, в выносе петрогенных и рудогенных элементов измагматического фундамента в осадки/воду с формированием металлоносных осадков и марганцевых корок, нерудных гидротермальных минералов, а также пополнением общих ресурсов растворенных и взвешенных веществ в океане с последующим образованием аутигенных минералов, железо-марганцевых конкреций, карбонатных и кремнистых осадков.

Минералогия и геохимия вторичных преобразований базальтов и перекрывающих их осадков изучены в рифтовых зонах на Восточно-Тихоокеанском поднятии и вблизи Галапагосского рифта на Галапагосских гидротермальных холмах; в активных окраинах Тихого океана - Берингово море, северная окраина Императорского хребта и Центрально-Американский желоб; в переуглубленной океанической впадине Науру с трапповым типом магматизма.

Экспериментальные работы по взаимодействию с океаническими базальтами морской воды, гидротермальными растворами, близкими по составу основным гидротермальным районам суши и океана, а также морской воды, смещенной основными анионами эндогенных растворов: F, S, CO<sub>2</sub>, позволили количественно оценить возможный вынос Fe, Mn, Si, Ca, Co, V и других элементов.

#### ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОЯСА ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ - СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ А.П.Лисицын ( ИОАН СССР, Москва )

По данным геофизики и количественной литологии, за последние годы было установлено резко неравномерное распределение осадочного материала на Земле. Из осадочного вещества рек около 90-92% концентрируется локально с образованием осадочных тел мощностью до 10-15 км, а не рассеивается на дне океана, как ранее считалось. Высокие концентрации взвеси (более 10 мг/л) отвечают здесь высоким скоростям седиментации (более 100 мм/1000 лет) и абсолютным массам - более 5 г/см<sup>2</sup>/1000 лет. Рост количества осадочного вещества и скорости его накопления приводят к возникновению особенностей качественного состава осадочных образований,

на отмечаемых в пелагиали. Лавинная седиментация — процесс исключительно быстрого накопления осадочного материала, связанный с ураганскими концентрациями взвеси, очень высокими скоростями и мощностями, приводящий к изостатической компенсации, к возникновению осадочных образований с особыми свойствами и составом. Лавинная седиментация приводит к образованию осадочнопородных бассейнов. Это крупные (до 3 млн. км<sup>2</sup>) линии водноосадочных отложений, накопившиеся на протяжении миллионов — десятков миллионов, реже до 100—150 млн. лет. При благоприятных условиях они превращаются в осадочные нефтегазоносные бассейны (Н.Б. Вассович). Отдельные области лавинной седиментации Земли объединяются в три пояса, определяющиеся закономерностями вертикального расчленения (типсографической кривой) и перемещения рыхлого осадочного материала на поверхности. Главное перемещение масс — от высших гипсометрических уровней на низшие — в основном идет под воздействием водных потоков, переносящих материал на низшие уровни. Максимальное количество осадков должно накапливаться на глобальных границах континента и океана — близ уровня океана, где живая сила потока падает, а также у основания континентального склона — на границе океанской и континентальной коры. Третья вертикальная, глобальная ступень — глубоко-водные желоба, обрамляющие островные дуги (активные окраины). При современных темпах механической и химической денудации за 1 млн. лет происходит снижение поверхности континентов в среднем на 60 м, причем на долю механической денудации приходится около 50 м, а химической — около 10 м. Это минимальные значения для Европы и Африки, для Азии денудация достигает 1400 м и для других континентов 100—220 м. На первой глобальной ступени континент — океан происходит главная разгрузка осадочного материала рек. В дельтах и подводных конусах осаждаются 60—95% осадочного вещества, концентрация взвеси снижается в 1000 и более раз (Лисицын, 1981), причем главное осаждение идет в интервале изменения солености от 1 до 3%. Мощность отложений в устье Ганга и Брахмапутры — до 15 км, Амазонки — 10—12 км, Нигера 9—12 км.

В Азово-Черноморском бассейне на барьере река — море осаждаются около 96% взвеси, этот материал в конечные водоемы стока не проникает. Здесь же накапливаются и главные количества химических элементов: 97% от взвешенного в речной воде Fe, 93% Mn, 40—90% Zn, Cu и других металлов. Здесь же осаждаются главная

часть взвешенного органического вещества (более 70%) и главная часть растворенной органики речной воды – 60–80%; главная часть осадочного материала накапливается не в надводных частях дельт, а в подводных, имеющих площади в десятки раз больше надводных (для Ганга и Брахмапутры – в 25 раз). Крупнейший из изученных современных ОПБ – Бенгальский залив с Никобарским конусом имеют площадь более 2 млн. км<sup>2</sup>, что меньше, чем крупнейший из древних ОПБ – Западно-Сибирский площадью 3,7 млн. км<sup>2</sup>.

На современном этапе главная часть осадочного материала рек осаждалась на барьеры река – море – не менее 70% от всего речного осадочного материала с образованием первого глобального пояса река – море, на шельф, склон и пелагиаль, таким образом, остается около 30%, из них 9% накапливается в пелагиали.

Второй глобальный уровень (у основания материкового склона) сейчас получает не более 20% от взвеси рек, но в геологическом прошлом в связи с глобальными колебаниями уровня океана положение было иным. Особое значение имели понижения уровня океана в **MZ-KZ** на 300–350 м. Резко снижался базис эрозии, размывались отложения верхнего глобального уровня и переносились на второй глобальный уровень по системе каньонов материкового склона. Данные сеймостратиграфии позволили сопоставить этапы снижения уровня с быстрым ростом осадочных отложений у основания склона. Мощности отложений **MZ-KZ** здесь до 10–12 км, т.е. близки к значениям для конусов. На погонный километр вдоль склона объем осадочных образований в Тихом океане определен в 150–200 км<sup>3</sup> (Тихий океан). Область питания для них не реки, а шельфы и верхи материкового склона, при регрессиях–размыв отложений первого пояса. Здесь широко развиты турбидиты и конусы выноса. Формирование крупных дельт занимает 10–20 млн. лет, а осадочных толщ у основания склона до 100–150 млн. лет. Глобальные изменения уровня океана в конечном счете приводили к значительной части глобальной эволюции в размещении осадочного вещества, перемещению его отложений с верхней ступени (река–море) на нижнюю и формированию гигантских образований.

Третий глобальный уровень – гипсометрический уровень планеты (более 6–7 тыс. м). Это отложения на дне глубоководных желобов по периферии океана, а также на дне глубоких трансформных разломов. Такие типы лавинной седиментации имеют меньшее значение, чем первые два.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЛИТОГЕНЕЗ — МОДЕЛЬ И ЭТАЛОН В ОЦЕНКЕ  
ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА НА ЗЕМЛЕ  
(ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОРРЕЛЯЦИИ)  
В.К.Лукашев, К.И.Лукашев ( ИГиГ АН БССР, Минск )

1. Геохимическим методам принадлежит большая роль в распознавании условий накопления осадков. Под палеогеохимическими критериями корреляции здесь понимается комплекс физико-химических и минералогических показателей, отражающих специфику геохимических процессов и среду выветривания и литогенеза. Важнейшими из них являются pH ион, содержания и соотношения отдельных элементов, коэффициенты выветривания и миграционной способности элементов и соединений, геохимические типы продуктов выветривания и фаций седиментогенеза и др. Постоянное развитие геохимических методов реконструкции прошлого связано с ростом чувствительности и точности аналитических методов, глубоким изучением форм нахождения элементов, более широким использованием для этих целей редких и рассеянных элементов, изотопов, органических веществ и др. В докладе авторы широко используют собственные исследования кайнозоя Русской платформы, Урала, Забайкалья и Кавказа. Кайнозойские отложения широко распространены и позволяют проследить осадочный процесс от выветривания и седиментации до различных стадий литогенеза.

2. Кайнозойский литогенез в целом отличается: высокой тектонической активностью колебательных движений земной коры, формированием складчатой структуры альпид, неоднократными морскими трансгрессиями и регрессиями; большими скоростями денудации и осадочного накопления, погребением в осадочных толщах неорганического и органического материала разных палеогеографических обстановок. В осадочной оболочке образуются значительные накопления биолитов угольного и нефтяного ряда и других органогенных пород. В то же время кайнозойский осадочный литогенез отличается резкими различиями, характерными для палеогеографических условий палеогена, неогена и четвертичного периодов. В палеогене происходит дальнейшее развитие покрытосемянной флоры с господством древесных форм. Исключительно разнообразны цветковые растения, сокращается распространение хвойных. В неогене и в четвертичном периоде происходит завершение формирования альпийской складчатой системы и

постепенно вырабатывается морфология земной коры, близкая к современной; создаются складчатые и активные вулканические зоны по периферии Тихого океана. Одновременно в неогене, а затем и в плейстоцене происходит похолодание и неоднократное оледенение полярных зон и горных регионов суши. В неогене и четвертичном периоде постепенно (через разные стадии) формируется человеческий род; происходит перестройка живого вещества биосферы, ее растительного покрова, животного мира и зональных особенностей природной среды.

3. В докладе характеризуются стратиграфические, литологические и геохимические особенности лито- и биофаций осадочных отложений кайнозой разных регионов, континентальных и морских условий, в частности: коры выветривания, кварц-глауконитовые отложения, черные сланцы, ледниковые отложения, латериты и др. Для этого используются: анализ распределения отдельных литогеохимических показателей по фациям и формациям; факторный анализ пород внутри отдельных геологических тел; детальный фазовый анализ отдельных образцов горных пород.

4. Выделяются отдельные бассейны и регионы кайнозойских осадочных отложений земной коры, отличающиеся типоморфными литогеохимическими и биогенными фациями и формациями; дается сопоставление их с более древними (мезозойскими и палеозойскими) отложениями, характеризуются палеогеохимические особенности историко-геологического развития земной коры. Это открывает новые пути к поискам и использованию минеральных ресурсов, которыми богаты кайнозойские осадочные отложения.

5. Объясняется важнейшая роль кайнозойского литогенеза как модели и эталона в оценке эволюции осадочного процесса в историко-геологическом развитии земной коры; обосновываются предложения авторов о комплексе палеогеохимических критериев для литогеохимических и биофациальных корреляций.

## О ТИПИЗАЦИИ И СИСТЕМАТИКЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ФАЦИЙ

А.В.Македонов ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

1. В основу типизации и систематики должны быть положены определения исходных объектов и единиц исследования: 1) Л и т о т и п - экзогенное или эндогенно-экзогенное геологическое тело, с определенным комплексом взаимосвязанных существенных признаков: конститутивных-вещественного состава, строения, морфологии и дополнительных, индикативных - ориктоценозов, конкреций и др. 2) Л и т о г е н е т и ч е с к и й тип - литотип, генезис которого более или менее установлен; 3) Ф а ц и я единица территории с относительно однородными условиями образования литотипов.

2. Фации и литотипы образуют таксономические последовательности соответственно уровням организации вещества. Применяющиеся трех-, четырех-, реже пятиступенные таксономические схемы не отвечают реальному количеству уровней. Выделяется минимум восемь уровней литотипов (микро-, мезо-, макро-, мега-, магналитотипы, гигафации, литонимии, мегалитонимии) и соответствующих фаций (от микрофаций до фациальных провинций или меганимий), которые можно дополнительно подразделять и наращивать. В пределах каждого уровня выделяются по латерали-катенады, вертикали-сукцессии литотипов и фаций, и формационные подразделения, приближенно сопоставимые и с рангами местных стратиграфических подразделений, но с учетом несовпадений границ, выделенных по разным признакам. Один и тот же элемент парагенезов данного уровня может быть представлен катенадами разных литотипов, отвечающих катенадам фаций меньшей размерности внутри более крупной фациальной единицы (например, катенада литотипов элемента  $\gamma$  типоморфного угленосного циклита как совокупности разных пород кровли угольных пластов). Структуры наборов литотипов и фаций гомологичны, частью подобны, но не идентичны структурам формационных подразделений соответствующих рангов. Выделены типы структур разных уровней, с разными множествами, составом и взаимным расположением элементов (в частности типами асимметрии, симметрии и дисимметрии), типоморфные для групп фаций и формаций. Эти структуры могут быть основой прогноза размещения и свойств полезных ископаемых, входящих в парагенезы.

3. Сравнительный анализ данных многолетних наблюдений автора над литотипами и фациями современных и древних осадков ряда районов СССР и обширного литературного материала (более 1000 работ), их эволюции в истории Земли позволяет сейчас выявить: а) ряд широко распространенных ошибок фациальной интерпретации древних пород (например, смещения пойменных, озерных и лагунных отложений); б) дополнительные диагностические признаки климатических (не только гумидных и аридных, но и промежуточных семигумидных и семиаридных) и геоморфологических групп фаций (в частности подводно- и наземнодельтовых, гумидно-лагунных, баровых и др.); в) литологические индикаторы парагенезисов разных рангов и связанных с ними полезных ископаемых – угольных пластов, их свойств; руд железа, марганца, алюминия и др. Некоторые количественные соотношения элементов и признаков парагенезисов позволяют прогнозировать и некоторые количественные показатели полезных ископаемых (например угленосности).

4. Необходима дальнейшая разработка классификации, типологии и систематики, и диагностики экзогенных геологических тел и фаций, их разделения и соотношений, применительно к задачам и формам литофациального и формационного анализа. В том числе – (разделяя комбинаторные и параметрические классификации) наметились и возможности их формализации, с применением математического аппарата, в частности – теории множеств. Можно предложить принцип и схему динамической систематики, с учетом эволюции осадконакопления и связанной с ней диагностики фаций.

УСТЬЯ ПАЛБОРЕК – ОБЛАСТИ ИНТЕНСИВНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
И ФОРМИРОВАНИЯ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ  
Н.И.Марковский (МГУ, Москва)

С появлением на поверхности Земли гидрографической сети создались особые условия седиментогенеза в области устьев рек как связующих звеньев между сушей и морем. Специфические устьевые процессы осадконакопления претерпевали эволюционное развитие и приобрели новое качество с образованием биосферы. Первый этап устьевой седиментации относится ко времени отсутствия органической жизни, когда речной сток приносил лишь растворенную и твер-

дую фазу минеральных веществ. Второй этап наступил после возникновения и развития жизни, когда осадки стали обогащаться органическим веществом (ОВ), которое играет все возрастающую роль в геохимических процессах. Максимальное накопление осадков в устьевых областях начиная с позднего протерозоя дополняется максимальной концентрацией ОВ. Устьевым осадконакоплением охватывается низовье реки, включающее наземную дельту и ее подводное продолжение — авандельту. К зоне активного воздействия реки на седиментогенез также относится аллювиально-дельтовая равнина. С выходом растений из воды на сушу процесс накопления ОВ в устьевых осадках возрастает и постепенно на гумидных аллювиально-дельтовых равнинах началось торфонакопление, предшествующее образованию ископаемых углей.

Количество ОВ в осадках зависит прежде всего от массы живых организмов, темпов их размножения и скорости захоронения их отмерших остатков. Исключительно высоки темпы размножения простейших организмов, имеющих особое значение для прироста биомассы и геохимических процессов. Весьма благоприятные физико-географические и биохимические условия осадконакопления в устьях рек приводят к интенсивному формированию, с одной стороны, параличских углей, а с другой, — нефти и газа. Причем, последние мигрируют из материнских пород в породы-коллекторы, иногда континентального типа. Размещение углей, нефти и газа в осадочном чехле теснейшим образом связано с периодами расцвета и замедления развития жизни на Земле. Генетическая связь богатейших угленосных и нефтегазосных земель с отложениями устьев крупных палеорек широко известна в нашей стране и за рубежом. Это позволяет выделять среди осадочных бассейнов отдельные области интенсивного формирования горючих ископаемых и прогнозировать их поиски.

Погребенные устьевые отложения выявлены среди вендских, палеозойских и более молодых осадочных толщ. Так как речной сток максимальных значений достигает в дельтах, где осаждаются, в среднем до 60% переносимого с суши терригенного материала, то одним из признаков дельтовых зон могут являться максимальные скопления этого материала, хотя и на ограниченных, но достаточно обширных площадях. Полосы повышенной мощности терригенных пород, особенно за счет песчаников, протягивающихся в направлении к древним морям, обычно заканчиваются устьями. В тектоническом плане внутриматери-

ковые и окраинные палеоморя, как правило, располагались в синеклизах и впадинах, куда открывались более мелкие прогибы, по которым реки прокладывали или продолжают прокладывать свои долины. В зоне пересечения прогибов со впадинами довольно часто встречаются устья крупных палеорек. Впадая в моря, они образуют либо многорукавную дельту, либо однорукавный эстуарий. Поэтому не все низовья рек заканчиваются веерообразной формой разветвленных русел, а могут иметь относительно прямоугольные очертания.

Устьевые процессы осадконакопления весьма сложны и определяются различными факторами. Методы восстановления ископаемых устьев по ограниченным данным геофизических исследований и бурения еще недостаточно разработаны. В основу изучения генетических особенностей устьевых зон кладутся принципы актуализма, дополненные сравнительно-литолого-фациальным методом. Эволюция процессов осадконакопления в устьевых областях связана со структурными формами земной коры и тектоническими движениями, климатической зональностью, изменением положения морских берегов, геоморфологическими и другими историческими и физико-географическими условиями развития того или иного региона. Примечательной генетической чертой крупных рек и их устьев является довольно продолжительная унаследованность общего расположения. Так, например, отложения древних предшественниц Волги, Камы, Днепра, Припяти известны в раннекаменноугольных породах. Только в плиоцене дельта Волги вслед за морской трансгрессией перемещалась от Апшерона до широты Казани. Погребенные дельтовые образования Миссисипи разного времени распространены на площади, равной 40% всей территории США.

Диагностика устьевых областей и прилегающих к ним аллювиально-дельтовых равнин производится при помощи тщательного литолого-фациального анализа и построения серии детальных литолого-палеогеографических карт. Последние могут служить основой прогнозирования поисков залежей угля, нефти и газа в обширных специфических областях осадочных палеобассейнов.

ГАЛОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ НЕГАЛОГЕННЫХ ФАЦИЙ —  
ГЛОБАЛЬНОЕ ЯВЛЕНИЕ В ПОДСОЛЕВЫХ ФОРМАЦИЯХ  
А.А.Махнач ( ИГиГ АН БССР, Минск )

При исследовании катагенеза осадочных пород основное внимание традиционно уделяется кварцу, полевым шпатам, глинистым и карбонатным минералам, важное индикаторное значение которых хорошо известно. Катагенетические ангидрит, гипс и галит изучены гораздо хуже.

Цель этого сообщения — показать, что комплекс галогенных минералов обычен для негалогенных фаций подсольевых толщ и может играть существенную роль в выделении и типизации катагенетических обстановок.

Катагенетический ангидритовый цемент зафиксирован в Балтийской синеклизе в кембрийских песчаниках, перекрытых пермской галогенной формацией. Залеченные постдиагенетическим ангидритом, реже гипсом, поры, каверны и трещины выявлены на Русской платформе в карбонатных, терригенных и глинистых отложениях широкого стратиграфического диапазона, залегающих ниже кунгурской соленосной формации (нижняя пермь, карбон Прикаспийской впадины; девон-ордовик Тимано-Печорской впадины; нижняя пермь, карбон, девон, верхний протерозой Урало-Поволжья). Сульфатизированы подсольевые карбонатные породы келловей-оксфордского возраста Восточной Туркмении, верхнепалеогеновые песчаники Предкарпатского прогиба, подсольевые и межсольевые терригенные и карбонатные отложения верхнего девона и нижнего карбона Чу-Сарысуйской и Днепровско-Донецкой впадин. Интенсивную ангидритизацию и галитизацию на стадии катагенеза испытали межсольевые и подсольевые карбонатные и кластогенные породы девона и верхнего протерозоя Припятского прогиба, кембрия и венда Иркутского амфитеатра. В Североморской синеклизе катагенетический ангидрит отмечен в песчаниках ротлигендеса, перекрытых эвапоритами чехштейна. Есть сведения о постседиментационных проявлениях галогенных минералов в среднесилурийских рифах бассейна Мичиган (США). В межсольевых пластах вышележащей соленосной формации Салина верхнесилурийского возраста также встречены катагенетические ангидрит и галит. Постдиагенетическая ангидритизация зафиксирована в межсульфатных карбонатных прослоях соленосной формации Гипсхьюкен (нижняя пермь) на Шпицбергене и в песчаниках ордовикской формации Виннипег Манито-

бы (Канада), залегающих под ордовикско-силурийскими эвапоритами. Включения ангидрита отмечены в карбонатных отложениях подсолевого комплекса триасовой эвапоритовой формации в районе Преславской антиклинали Восточно-Предбалканской тектонической зоны (Болгария). Подробно описан катагенетический ангидритовый цемент кембрийских песчаников, подстилающих галогенную триасовую толщу на Северо-Африканской плите (нефтяное месторождение Хасси-Мессауд, Алжир). Есть указания на наличие проявлений сульфатов в карбонатных и терригенных породах подсолевых формаций районов Персидского (толща Асмари - палеоген, неоген) и Гвинейского (нижний апт-неоком) заливов.

Число примеров может быть увеличено, однако достаточно приведенных, чтобы убедиться в глобальном развитии явления образования галогенных катагенетических минералов в подсолевых формациях. Процесс имеет афациальный, сквозьпластовый, типично наложенный характер и обусловлен воздействием на подсолевые породы различной фациальной принадлежности (глубоководные, шельфовые, рифовые, пустынные) сильноминерализованных рассолов, мигрирующих из вышележающих соленосных формаций. Таким образом, необходимым следствием галогенеза, развивающегося на поверхности земли, является его продолжение в разрезе подсолевых отложений (галока-тагенез). Практическое значение изучения "подземного галогенеза" определяется участием данного процесса в формировании залежей нефти, газа, промышленных подземных рассолов и других полезных ископаемых.

#### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ (ПРОТЕРОЗОЙ-КАЙНОЗОЙ)

##### НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В.Д.Мац, Г.С.Голдырев, Т.К.Ломоносова, Б.Л.Шурыгин

(ИГи, ЛИН АН СССР, ИЭК СО АН СССР, ВостСибНИИГТИМС, Иркутск )

В пограничной зоне Сибирской платформы и Байкальской подвижной области в разрезах сохранились среднепротерозойские, рифейские, юрские и кайнозойские континентальные отложения.

В среднем протерозое в аридных условиях сформировался сложный комплекс вулканогенно-терригенных отложений предгорной зоны, представленный пролювием двух видов: I - накопления крупных наземных дельт постоянных водотоков зоны устойчивого погружения,

2 - пролувий временных водотоков зоны знакопеременных тектонических движений. Синхронное проявление кислого и базальтоидного вулканизма обусловило ряд специфических черт осадконакопления. В полимиктовые пролювиальные фации вкливаются резко диссонирующие пласты мелкозернистых, сортированных кварцевых песчаников. В целом сформировавшийся комплекс отложений диагностирует обстановку пограничной зоны высокогорий Байкальской области, возможно, увенчанных ледниками, и предгорной равнины Сибирской платформы с развитой корой химического выветривания.

В раннем рифее накопилась мощная толща мономиктовых щебнисто-галечно-песчаных и высокоглиноземистых алевро-пелитовых осадков прибрежно-морской равнины. Источником осадочного материала явилась кора выветривания аллитно-каолинитового типа.

Средне- и позднерифейские континентальные образования представлены корой выветривания и маломощными конгломератами.

Следы палеозойского этапа континентального литогенеза не сохранились.

Юрской седиментации предшествовало формирование мощной каолинитовой коры выветривания. Продукты ее переотложения слагают базальные слои юры, включающие ряд месторождений различных полезных ископаемых. В краевой предгорной зоне юрской седиментационной области накопилась 600-650 метровая толща валунно-галечного горного аллювия. В удалении от гор он замещается аллювием низкой динамики потоков - русловым, пойменным, старичным и отложениями надпойменных и верховых болот с различной интенсивностью торфонакопления.

Перед кайнозойским этапом седиментации формировалась мощная каолинитовая кора выветривания, достигавшая латеритной стадии в раннем палеогене. В олигоцен-миocene выветривание привело к образованию гидрослюдисто-монтмориллонитовых профилей, в плиоцене формировалась красноземная кора, нередко близкая к каличе. В раннечетвертичное время образовались мощные зоны дресвяников, а позднее - грубообломочный элювий. Изменение типов выветривания обусловлено направленным изменением климата и увеличением орографических контрастов в процессе рифтогенеза. В палеогене и миocene господствующими генетическими типами отложений являются озерные, делювиально-пролювиальные, преимущественно глинистого состава, и торфяники. Краевые обломочные фации озер появляются лишь в зарождающихся крупных бассейнах рифтовой зоны. В плиоцене образо-

вался почти полный спектр генетических типов континентальных отложений (от грубообломочных до глинистых). Особый интерес представляют отложения крупных озер-рифтов. Неизвестен лишь ледниковый ряд отложений.

В четвертичное время в связи с образованием глубоководной Байкальской и ряда сухоходольных межгорных впадин рифтовой зоны формируются все известные генетические группы отложений<sup>х</sup>. В наземных участках Байкальской впадины господствуют отложения склонового ряда и пролувий. В сухоходольных – велика роль аллювия, местами – ледникового ряда отложений.

В Байкале четвертичное и современное осадконакопление проходит в высоко сейсмичном глубоководном котловинном бассейне асимметричного строения. Разная морфология склонов и характер неотектонических движений предопределили литостратиграфическую асимметрию отложений впадины. Это обуславливает формирование в глубоководной зоне Байкала преимущественно алевро-пелитовых и диатомовых илов, среди них значительную роль играют турбидиты. Современные глубоководные осадки подстилаются преимущественно мелководными разного генезиса и состава. Это свидетельствует о недавних иных условиях седиментации на месте современного глубоководного Байкала.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ  
МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
УКРАИНСКОГО ШИТА И ПРИЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ  
А.П.Мельник ( ИГН АН УССР, Киев )

I. За последние года на территории Украины все шире изучаются мезозойские и кайнозойские отложения континентального и морского генезиса. В связи с новыми выявлениями в них полезных ископаемых, вопрос об их положении во времени и пространстве приобретает большое научное и практическое значение. В этом отношении перспективным является корреляционный анализ морских и континентальных отложений трех типов: I) морских (МЗ – КЗ ) и кон-

<sup>х</sup> Во впадинах Байкальской рифтовой зоны и в окружающих горах отсутствуют лессы. Их место здесь занимают полигенетические песчаные толщи.

тинентальных отложений (разновозрастные толщи балтской свиты, полтавской серии, горизонта пестрых глин); 2) континентальных пород (те же толщи); 3) морских разновозрастных, слабо фаунистически охарактеризованных осадочных толщ (MZ - KZ), в частности майкопской серии.

2. Корреляционный анализ проводился на пограничных территориях - с одной стороны, континентальные разновозрастные толщи Украинского щита и его морские палеоген-неогеновые аналоги на юго-западном склоне щита, с другой, - прибрежно-равнинные разновозрастные осадочные толщи юго-западного склона щита и морские отложения Причерноморской впадины. Корреляционные исследования проводились комплексным методом. Литолого-минералогические и геохимические (с широким применением пар элементов) методы, являющиеся более надежными, чем общегеологические, особенно четко находят свое конкретное выражение в районах, примыкающих к области сноса. При этом решающую роль играют не абсолютные, а относительные изменения концентрации вещества, причем обязательно с учетом типоморфных особенностей минералов или появления (исчезновения) аксессуарных минералов-индикаторов (элементов) или ассоциаций.

Выделяются пары элементов, генетическо-противоположные друг другу (Ni:Co; Sr:Ba; Ga:V и др.) и фациально однородные (Ti:Zr; Ti:V; Sr:V; Sr:Co; Mn:Co и др.). Применялись коэффициенты мономинеральности, палеогеографические отношения  $K_2O:Na_2O$ ;  $Al_2O_3:Na_2O$ . Такие элементы, как Zr, Ba, Ti, Ga, Ni, Cu, Be, Co присущи континентальным и прибрежно-равнинным, а Sr, V, р.в.э., Mn, B, Li - морским породам. Отношение Sr:Ba в континентальных породах колеблется от 0 до 0,5-0,7, прибрежно-равнинных - от 0,2-0,3 до 0,9-1, прибрежно-морских - от 0,7 до 2, редко 3-3,5, в более глубоководных отложениях достигает значений 7-8. Величина Sr:Ba возрастает в морских отложениях до середины цикла, и затем снова снижается.

3. Наиболее ярким примером использования минералого-геохимическо-фациальных коррелятивов морских отложений в выявлении стратиграфических рубежей и этапов осадконакопления может служить разновозрастная осадочная толща майкопской серии (верхний олигоцен - нижний миоцен). Здесь выявлены морские, прибрежно-равнинные и прибрежно-морские фации лагун, пересыпей, кос, баров, песчано-глинистых марганцовых фаций, более глубоководных и

наиболее глубоководных фаций морского бассейна. При этом широко использовались закономерные фациальные направленности процессов осадконакопления и степень изменения интенсивности тектонической активности и связанные с ней периоды усиления и ослабления химического выветривания питающих провинций, тип распределения элементов, направленности изменения их содержания и преобладание в фациальном отношении.

4. Породы полтавской серии Ущ представляют собой типичные континентальные и прибрежно-равнинные отложения ( в олигоцен-сармат), сформировавшиеся за счет преобразования береговых накоплений отступающего моря и размывания кристаллических пород в условиях континентального климата и слабохолмистой прибрежной равнины, пересеченной невысокими грядами.

Предполагается синхроничность нижних горизонтов пестроцветной толщи раннесарматским морским отложениям, средних и верхних горизонтов пестрых глин – средне-верхнему сармату, меотису и плиоцену. Балтские отложения в нижних горизонтах синхроничны верхнему сармату, а в верхних – меотису и плиоцену юга Украины. Балтские и пестроцветные отложения в верхних горизонтах одновозрастны.

#### УРАН КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИИ ОБСТАНОВКИ И УСЛОВИЙ ФОСФАТНАКОПЛЕНИЯ В ПРИРОДНЫХ БАССЕЙНАХ

А.С.Михайлов, М.И.Карпова ( ВНИИгеолнеруд, Казань )

1. Изучены особенности пространственного распределения урана в морских фосфоритах различной формационной и генетической принадлежности с возрастом начиная с докембрия и до палеогена включительно. С этой целью использован метод  $\gamma$  – радиографии.

2. Выявлены характерные минералы-носители урана в фосфоритах. Установлено, что ведущая роль в концентрации урана во всех без исключения генетических типах принадлежит фосфатному веществу, по составу отвечающему фторкарбонатапатиту. Дополнительные минералы-концентраторы урана – глауконит, мельниковит, гидротит, а также органическое вещество.

3. Рассмотрены типы процессов, определяющих совместную и раздельную миграцию фосфора и урана в природных бассейнах. Показано, что поведение урана и фосфора в окислительной обстановке

в значительной мере совпадают. В восстановительной среде процессы их переноса и осаждения независимы друг от друга, поскольку уран, существуя в подобной обстановке в форме четырехвалентных соединений, теряет способность к миграции, а фосфор, поведение которого не зависит от окислительно-восстановительного потенциала, может перераспределяться.

4. Прослежены процессы миграции и концентрации урана на разных стадиях фосфатогенеза (седиментация, ранний и поздний диагенез, выветривание).

Начало формирования морских фосфоритов, независимо от их возрастной и генетической принадлежности, протекало в целом в окислительной среде, при изменении pH в направлении к близким нейтральным значениям. Этим обусловлено повсеместное прямое осаждение основной массы фосфора и урана.

В раннем диагенезе в условиях неустойчивого окислительно-восстановительного режима в результате периодической смены реакций окисления и восстановления соединений урана осуществлялись или совместное одновременное перераспределение урана и фосфора, или энергичная сорбция урана свежесажеными гелями фосфата, глауконита, мельниковита и восстановление его органическим веществом. По мере консолидации, уплотнения и литификации фосфатонесных осадков условия в иловых средах становятся более стабильными и равномерными, отвечающими закрытой системе. При этом создается в большинстве случаев восстановительная обстановка, в результате чего весь уран переходит в четырехвалентную форму, не поддающуюся перераспределению. Процессы перераспределения фосфатов и других минералов также замедляются и их интенсивность снижается. В условиях выравнивания физико-химических параметров происходит лишь изохимическая перекристаллизация фосфатов и вытеснение из них урана в межзерновые пространства и тонкие межконцентровые пленки в фосфатных оолитах.

В процессе эпигенеза и поверхностного выветривания восстановительная обстановка сменяется окислительной и соединения урана в фосфатных осадках вновь начинают перераспределяться. Об этом свидетельствует усилившаяся дифференциация урана в поздних генерациях фосфата и повсеместное присутствие его в гидротетите.

5. Результаты исследований распределения урана в фосфоритах свидетельствуют, что крупные концентрации последних формировались только в окислительных условиях. Такие концентрации установ-

лены начиная с вендской эпохи. Отсутствие их в более ранние периоды, а также в девоне и карбоне может свидетельствовать о значительно меньшем содержании кислорода в атмосфере Земли и недостаточным для образования крупных концентраций фосфатов развитием окислительных фаций в бассейнах седиментации.

#### ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В СОВРЕМЕННОМ ОКЕАНЕ И.О.Мурдмаэ ( ИОАН СССР, Москва)

Ни один из ведущих факторов осадкообразования в океане (глубина, расстояние от берега, климат, циркуляция вод) в отдельности не может служить универсальным критерием типизации обстановок. Необходим учет комплекса признаков и факторов, что предполагает системный подход к анализу фаций.

В океане выделяются три главных типа седиментогенеза: приконтинентальный, пелагический и вулканогенно-осадочный. По преобладанию одного из двух первых Мировой океан делится на приконтинентальную и пелагическую области, условной границей между которыми служит предел распространения раннедиагенетической восстановительной зоны в осадках. На этой же границе наблюдается резкое изменение скоростей терригенного осадконакопления, концентрации и абсолютных масс органического вещества и ряда других показателей осадочного процесса.

В оконтуренной по границе восстановительной зоны приконтинентальной области господствуют процессы терригенного осадконакопления, скорости которых в среднем значительно выше темпов биогенной седиментации. Большие абсолютные массы захороненного органического вещества обуславливают развитие редуционных процессов и связанного с ними аутигенного минералообразования (пирит, глауконит, родохрозит и др.). В пределы приконтинентальной области входят обстановки континентальных шельфов и склонов, аккумулятивных шлейфов континентальных подножий, плоских абиссальных равнин (пассивные окраины); котловин окраинных морей, островных дуг, глубоководных желобов и волнистых абиссальных равнин (активные окраины). Формирующиеся в этих обстановках фации различаются в зависимости от климатической зональности и интенсивности поступления терригенного материала с континентов. Приконтинентальные фации охватывают диапазон глубин от мелководных до

абиссальных и ультраабиссальных. Ведущими факторами осадкообразования являются интенсивность поступления терригенного материала, динамика вод и морфометрия рельефа как условие развития гравитационных процессов.

В пелагической области отсутствие редукционных процессов обусловлено не столько малым поступлением на дно органического вещества, сколько низкими темпами осадконакопления, благоприятствующими разложению органического детрита на поверхности дна до захоронения. В условиях медленных скоростей осадконакопления и окислительной среды раннего диагенеза здесь развивается особый комплекс аутигенных минералов (гидроокислы железа и марганца, ферримонтмориллонит, филлипсит). Пелагические обстановки делятся по закономерностям широтной и вертикальной зональности осадкообразования. Те и другие контролируются биогенными процессами седиментации: широтно-зональным распределением биологической продуктивности и условиями сохранения биогенного осадочного материала на дне. Широтные зоны, различающиеся по систематическому составу осадкообразующих организмов и по интенсивности биогенной седиментации, приурочены к определенным структурам водной толщи и широтно ориентированным составляющим системы циркуляции вод океана.

По глубине в пелагической области различаются обстановки выше и ниже определенных уровней, связанных с карбонатной системой: критической глубиной растворения арагонита и кальцита, фораминиферового лизоклина, предельной глубиной развития рифостроющих организмов.

Специфические обстановки создаются в океане в результате проявления вулканогенно-осадочного седиментогенеза, переотложения осадков придонными течениями, поступления эдафогенного материала с подводных обнажений. Выделяются области накопления эксгальционно-осадочных металлоносных осадков, районы выходов современных гидротерм, обстановки развития гальмиролитических процессов аутигенного минералообразования по продуктам подводного вулканизма, а также области влияния вулканокластического материала субаэральных извержений.

Таким образом, обстановки осадкообразования в океане обособляются сочетанием эндогенных и экзогенных факторов.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ОРДОВИКЕ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЯ  
А.Г.Мурзалиев ( ИГН АН КазССР, Алма-Ата )

Во второй половине семидесятых годов нами проводилась ревизия карбонатных толщ ордовика в пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (Северо-Восточный Казахстан) с целью оценки их перспективности на палеозойские бокситы. В процессе выполнения этой работы тщательному литолого-петрографическому и минералого-геохимическому изучению подверглись ордовикские рифогенные известняки, протянувшиеся на многие километры от границы с Китаем и почти до южной оконечности Западно-Сибирской платформы. Детальное исследование этих известняков позволило выявить некоторые особенности их формирования и установить в них признаки бокситоносности ордовикского возраста.

Рифообразование на протяжении сложной истории геологического развития Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория происходило неоднократно, но особенно интенсивно оно проявилось в ордовике, где карбонатакопление фиксируется в лландейло и верхнем карадокешагиллии.

В лландейльское время в пределах Чингизского региона шло формирование известняков бестамакской свиты. В прибрежной части многочисленных островов с сохранившейся бокситоносной корой выветривания в условиях теплого моря формировались рифовые постройки. Одновременно с близлежащей палеосуши сносился рассеянный материал продуктов разрушающейся коры выветривания, фиксируемый в нерастворимом остатке рифогенных известняков. Среди этих продуктов почти постоянно отмечаются диаспор, бёмит, каолинит, кварц и гидроокислы железа. Содержание диаспора и бёмита в тяжелой фракции некоторых проб колеблется от 30 до 86,7%.

Карбонатное осадконакопление в лландейло дважды прерывалось в результате оживления тектонической деятельности и некоторой активизации процессов вулканизма, о чем свидетельствует наличие в бестамакских известняках двух внутрiformационных перерывов. Во время первого перерыва образование рифовых построек было подавлено обильно поступающим с палеосуши терригенным материалом, представленным главным образом магнетит-кварцевыми песчаниками, которые, по всей вероятности, откладывались в прибрежной мелководной части. Местами карбонатакопление прерывалось незначи-

тельными излияниями лав андезито-базальтового состава. В период второго перерыва в углублениях рифовых построек отлагался бокситовый материал. Продукты зрелой лагеритной коры выветривания нами обнаружены в районе верхнего течения реки Шаган (Шаганское бокситопоявление).

В верхнем карадоке-ашгилии в пределах Чингизского региона образование рифогенных известняков происходило примерно в тех же условиях, что и в Иландейло. Это выясняется при сравнении минерального состава нерастворимого остатка бестамакских (Иландейло) и акдомбакских (верхний карадок-ашгийский) известняков. В Тарбагатайском регионе известняки акчаульской свиты (фациальный аналог акдомбакской свиты Чингиза) формировались в несколько иной обстановке. Здесь, в мелководном морском бассейне с теплой прозрачной водой, также шло бурное развитие рифостроящих организмов, в основном колоний табулят и гелиотид. Но, в отличие от Чингиза, палеосуша имела сильно расчлененный рельеф и на ней физико-химические процессы выветривания были доминирующими. Кора выветривания в таких условиях не успевала развиваться, что нашло отражение в составе нерастворимого остатка акчаульских известняков. Ни в одной пробе нерастворимого остатка не были зафиксированы минералы свободного глинозема. Каолинит встречен лишь в очень незначительном количестве в единичных пробах. Очень мало здесь терригенного кварца. Вместе с тем, в составе глинистой фракции преобладающими минералами являются монтмориллонит и гидрослюда. Очевидно, кора выветривания в пределах палеосуши смогла достичь лишь стадии выщелачивания.

Отличаются известняки Чингизского и Тарбагатайского регионов и по составу некоторых элементов-примесей. Так, в акчаульских известняках в меньшем, по сравнению с бестамакскими известняками, количестве присутствуют титан и галлий и в несколько большем — стронций. Последнее, возможно, объясняется заметной ролью в составе ордовикской известняковой толщи Тарбагатая глубоководных карбонатных осадков.

Выяснение условий формирования рифогенных известняков Чингиз-Тарбагатая имело важное значение для правильной оценки перспективности всего этого региона на палеозойские бокситы и способствовало выявлению второго в мире (после Таскольского в Центральном Казахстане) Шаганского проявления ордовикских бокситов.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА МЕЗОZOЙСКОМ  
ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

Б.П.Назаревич, И.А.Назаревич ( МГУ, Москва )

Мезозойская эра – этап становления платформенного режима развития Скифской плиты, на протяжении которого происходили неоднократные перестройки структурного плана, изменения направлений трансгрессий и регрессий, смены типов литогенеза.

В раннем и среднем триасе в восточной части плиты в обстановке аридного литогенеза был сформирован следующий ряд осадочных формаций: 1) красноцветная терригенная грубообломочная, близкая к орогенной молассе; 2) карбонатная рифогенная, в составе которой выделяются разнообразные генетические типы отложений – органогенные постройки, образования рифового шлейфа и внутририфовых лагун, осадки открытого моря, толща выполнения рифового рельефа; 3) сероцветно-красноцветная карбонатно-терригенная, отражающая стадию постепенного сокращения и обмеления морского бассейна предшествующего этапа, его последовательное опреснение и распадение на ряд изолированных лагун.

В позднем триасе тектонический режим и условия седиментации существенно меняются – активизация движений по разломам сопровождается активной магматической деятельностью и становлением вулканогенно-осадочного типа литогенеза. Формируется мощная вулканогенно-осадочная формация, в строении которой главенствуют пирокластические и вулканомиктовые накопления, значительно развиты терригенные породы, излившиеся образования преимущественно кислого и, гораздо реже, среднего состава имеют ограниченное распространение. Область седиментации резко расширяется и охватывает большую часть территории Восточного Предкавказья.

В ранней и средней юре при господстве теплового гумидного климата происходила последовательная смена континентальной седиментации (тоар-аален) осадконакоплением в обстановке периодически заливавшейся морем прибрежной равнины (ранний байос), затем – в условиях мелководного и умеренно-глубоководного опресненного морского бассейна (поздний байос – бат) и завершился этот процесс накоплением отложений мелководного бассейна нормальной солености (ранний келловей). Морской бассейн, начиная с байоса, проникал в область Скифской плиты с северо-востока, со стороны

акватории Каспия, и, вплоть до келловоя, этот эпиконтинентальный бассейн был отделен от геосинклинального бассейна Северного Кавказа. Периодическое изменение темпа колебательных движений обусловило ритмическое строение юрской терригенной формации, проявляющееся в многопорядковом чередовании песчаных и глинистых пачек.

В поздней юре трансгрессии на Скифскую плиту распространяются с юга из Северо-Кавказской геосинклинали. В обстановке ярко выраженного аридного литогенеза в окраинных прогибах Скифской плиты образуются красноцветная терригенная континентальная и галогенно-сульфатно-карбонатная формации, в области внутриплатформенных прогибаний возникает сульфатно-карбонатная формация.

Раннемеловой этап развития характеризуется постоянной связью платформенного бассейна с геосинклинальным и последовательным продвижением трансгрессии на север со смещением областей максимального прогибания от северного борта геосинклинали в берриасе-валанжине до северной окраины Скифской плиты в альбе. Постепенное изменение климата от семиаридного в начале неокома к теплему влажному с незначительным похолоданием в апт-альбе сопровождается сменой типов осадков: почти исключительно карбонатное осадконакопление в берриасе и валанжине, карбонатно-терригенное — в готериве и барреме и чисто терригенная седиментация на протяжении апта и альба. Этапу отвечает формационный ряд, состоящий из доломито-известняковой, карбонатно-терригенной и терригенной глауконитово-кварцевой формаций.

В позднемеловую эпоху происходит значительное выравнивание тектонических и палеогеографических условий не только в пределах Скифской плиты, но и в прилегающих частях геосинклинальной области и древней платформы. Повсеместно в обстановке нормального морского бассейна накапливаются отложения мергельно-известняковой формации, строение которой усложняется внутриформационными перерывами и плавными изменениями мощностей.

## ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА

И.В. Николаева ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Минералы группы глауконита (МГГ) определяются структурой слюды политипа 1М, типичным для слюд изоморфным замещением  $\text{SiK} \rightarrow \text{R}^{3+}\text{R}^{2+}$  и  $2\text{R}^{3+} \rightarrow 3\text{R}^{2+}$  и специфическим (в отличие от гидротермальных, магматогенных и метаморфогенных слюд) химическим составом: предельным содержанием кремния, минимально допустимым — калия, совершенным изоморфизмом  $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Al}$  и минералом  $\text{MgFe}^{2+}$ .

МГГ являются хемогенно-диагенетическими образованиями морских осадков, возникшими под влиянием трех основных факторов: редукционной зоны осадков, морской воды, процессов выветривания на континенте. Каждый из этих факторов, в свою очередь, определяется комплексом параметров, имеющих сложную историю развития.

Установлена смена одних типов глауконитоносных формаций другими на протяжении геологической истории Земли; она обусловлена эволюцией тектонических процессов, определивших специфику структурно-тектонических обстановок, а также геосферы в целом.

Изменение соотношений МГГ с монтмориллонитом на фациальном профиле от берега в глубь моря обусловлено изменением морфологии редукционной зоны осадков; эволюция последней связана с эволюцией структурно-тектонических процессов и биосферы.

Направленные изменения в соотношении таласофильных элементов в первичном составе МГГ из однотипных формаций, с возрастом объясняются изменением соотношений этих элементов в морской воде; колебание содержаний тех же элементов в МГГ из разновозрастных отложений коррелируется с температурой и соленостью морской воды.

Направленное изменение в соотношении кремния, алюминия и железа в первичном составе МГГ объясняется эволюцией процессов химического выветривания на континенте, обусловленной, в свою очередь, эволюцией биосферы и палеоклиматов. Периодические изменения в первичном составе МГГ и периодическое усиление интенсивности их образования совпадают с эпохами выветривания и осадочного рудогенеза. Процессы выветривания определяют также интенсивность и направленность вторичного преобразования МГГ; они подчиняются фациальной и климатической зональности и эволюционируют с эволюцией климата и биосферы.

В заключение подчеркиваем, что МГТ являются уникальными минеральными индикаторами обстановок древней седиментации: температуры и солености морской воды, направленности и интенсивности химического выветривания на континенте, абсолютного возраста осадочных отложений, осадочных полезных ископаемых, связанных как с выветриванием, так и с морской седиментацией.

ЭВОЛЮЦИЯ АССОЦИАЦИЙ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ  
С РАЗВИТИЕМ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА  
Н.С.Окнова (ВНИГРИ, Ленинград)

На примере осадочного чехла Восточно-Европейской платформы рассматривается вопрос об эволюции ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса в истории Земли. На основе большого фактического материала (более 110 тысяч минералогических анализов) было проведено терригенно-минералогическое районирование для 24 основных терригенных минералов и проанализировано изменение их содержаний по 49 стратиграфическим уровням от кембрия до апшерона, что позволило сделать некоторые общие выводы относительно эволюции минералогических ассоциаций в пространстве и времени.

Терригенно-минералогическое районирование и анализ карт распределения основных терригенных минералов, проведенные совместно с В.А.Гроссгеймом, показали на наличие основных питающих провинций или областей сноса, каждой из которых свойственны определенные минеральные ассоциации в зависимости от состава слагающих их пород. Так, минералы метаморфической группы (дистен, ставролит, силлиманит) характерны для продуктов размыва Балтийского щита, среди пород которого широко развиты древние метаморфические комплексы. Урал поставлял в бассейны седиментации ассоциации, обогащенные неустойчивыми минералами (пироксены, амфиболы, эпидот), а также характерным для основных и ультраосновных изверженных пород минералом — бурой шпинелью.

Наиболее характерные ассоциации минералов, отчетливо соответствующие минеральному составу областей сноса, приурочены обычно к береговым линиям бассейнов седиментации. С удалением от областей сноса неустойчивые при переносе разности минералов исти-

раются и исчезают, и в центральных частях бассейнов образуются зрелые ассоциации минералов, состоящие почти исключительно из устойчивых при переносе разностей (циркон, рутил и др.). Миграция терригенного материала на платформе происходит на огромные расстояния путем неоднократного переотложения осадков, поэтому влияние разрушения минералов при переносе является немаловажным фактором формирования минеральных ассоциаций. Состав областей питания и дальность переноса материала предопределяют первичный состав ассоциаций, который подвергается воздействию других факторов с течением геологического времени.

Анализ распределения минералов в разрезе фанерозоя с геологическим возрастом и глубиной позволил оценить роль внутрислойного катагенетического растворения в эволюции минеральных ассоциаций. Наиболее устойчивые минералы (ильменит, циркон, турмалин) встречаются одинаково часто как в молодых, так и в древних породах, но количество их в последних более значительно за счет растворения нестойких разностей. Для метаморфических минералов наблюдается отчетливо выраженная тенденция к увеличению частоты встречаемости и количества в более молодых породах и уменьшение в древних, в связи с катагенетическим растворением, проявляющимся в большей мере для силлиманита и в меньшей мере для дистена и ставролита. На распределение граната оказывают влияние климатические условия седиментации. В периоды гумидизации климата наблюдается падение как частоты встречаемости, так и количества гранатов в породах. По данным А.Г. Коссовской, гранаты являются наименее стойкими при химическом выветривании, поэтому в периоды гумидизации климата их количество уменьшается за счет усиления процессов химического выветривания. Для пироксенов, амфиболов и минералов группы эпидота характерно увеличение частоты встречаемости в наиболее молодых породах, начиная с плиоценовых (амфиболы, эпидот) и верхнеплиоценовых (пироксены). Они уничтожаются на ранних стадиях постседиментационных процессов, но в дальнейшем сохраняются в незначительных количествах даже в самых древних породах, начиная с кембрийских. Кроме того, наблюдается увеличение содержания этих минералов в начальные и конечные стадии крупных циклов седиментации (особенно четко это проявляется для минералов группы эпидота). Это объясняется активизацией тектонической деятельности в граничные стадии циклов и поступлением

большого количества свежего неразложившегося материала. Таким образом, с течением геологического времени в минеральных ассоциациях происходят необратимые изменения, осложняемые тектоническими процессами.

ВЫДЕЛЕНИЕ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ КОМПЛЕКСНЫХ  
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ  
А.И.Осипова, Т.Н.Бельская ( ПИН АН СССР, Москва )

Комплексный подход к восстановлению условий осадконакопления был обоснован трудами Н.И.Андрусова, А.Д.Архангельского, М.Э.Ноинского и получил дальнейшее развитие в трудах ряда советских ученых. Для определения условий осадконакопления привлекались остатки морских организмов, наземной фауны (позвоночные, насекомые) и флоры. Наиболее полные реконструкции морских и континентальных обстановок были выполнены для геологически молодых отложений при использовании данных об образе жизни и условиях существования современных родственных форм (Колесников и др., 1940; Геккер, Мерклин, 1946; Яншин, 1953; Бекнер-Мигдасова, 1964).

Систематические литологические и палеоэкологические исследования были поставлены в Палеонтологическом институте АН СССР под руководством Р.Ф.Геккера. Им была показана необходимость синэкологических исследований, которые должны проводиться совместно литологами и палеонтологами и охватывать население и осадки целых древних бассейнов на протяжении всего времени их существования. Обязательным элементом исследования является изучение постседиментационных изменений, иногда сильно искажающих состав и облик исходных осадков (Осипова, 1964; Осипова, Бельская, 1970, 1975). Для разработки метода исследований особенно много дало изучение населения и осадков палеозойских морей Русской платформы ( $D_3$ ,  $C_1$ ,  $C_{2-3}$ ), а также Ферганского залива палеогенового моря и юрского озера Каратау. Комплексные исследования были выполнены по силурийским и девонским бассейнам Сибири, по раннепермскому флишевому бассейну Урала и по морям геосинклинальных областей (см. Осипова, 1980).

Опыт работы показал, что даже для геологически молодых отложений индикаторное значение близкородственных современных орга-

низмов необходимо контролировать всем комплексом данных, характеризующих конкретную среду обитания. Для реконструкции обстановок осадконакопления палеозойских бассейнов, наряду с изучением вещественного состава, текстур и структур пород, состава и экологического характера комплексов организмов, важным является установление цикличности и приуроченности разных сообществ к определенным частям циклитов, а также прослеживание изменений отложений по латерали и по разрезу. Синтез этих материалов дает возможность составить литологические и палеоэкологические профили, а затем показать на литолого-палеоэкологических картах закономерное распределение осадков и связанных с ними сообществ. Такие реконструкции даны для Ферганского залива палеогенового моря (Геккер и др., 1962), визе-серпуховского моря Московской синеклизы (Осипова, Бельская, 1967, 1969; Фомина, 1969) и для позднедевонского моря Кузбасса (Бельская, 1969). На картах показаны организмы-индикаторы различной подвижности и солености вод, характера грунта и течений.

В пределах шельфов разных бассейнов выделены обстановки дельт, лагун с повышенной и пониженной соленостью вод, литорали (скалистой, галечной, песчаной и водорослевой), прибрежного мелководья, удаленных от берега отмелей и относительно глубокого открытого моря, а также зоны течений. Наиболее мелководная обстановка выявлена в майкопском море Северного Кавказа. Для каждой обстановки восстановлены основные параметры среды осадконакопления: подвижность и мутность воды, скорость седиментации, соленость, газовый режим, pH и др. При изучении истории бассейнов выяснилось, что изменения климата отражались прежде всего на флоре и на осадках самых мелководных обстановок, причем глины были более чувствительными индикаторами климата, чем карбонатные породы. Это подтверждается и геохимическими данными.

Метод комплексных литологических и палеоэкологических исследований в последнее время высоко оценен зарубежными учеными. Отмечены (Fischer, 1972; Plaziat, 1978) его большие преимущества по сравнению с "методом аналогий" (широко применяемым в США), поскольку метод, введенный Р.Ф.Геккером, основан на использовании стратиграфических, седиментологических, тафономических и геохимических материалов, а актуалистические данные включаются в основном на стадии экологического синтеза.

АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩАХ  
ВЕНДА И КЕМБРИЯ ПРИБАЛТИКИ  
Э.А.Пиррус ( ИГ АН ЭССР, Таллин )

Глинистые толщи венда и кембрия Северной Прибалтики содержат богатую гамму аутигенных минералов — важных отражателей физико-химических параметров древнего литогенеза (гематит, гетит, шамозит, сидерит, пирит, марказит, глауконит, фосфаты и др.). Незначительное погружение данной территории в течение длительной геологической истории региона обусловило лишь очень слабое развитие катагенетических процессов литификации и изменения первичного облика отложений. Поэтому глинистые толщи рассматриваемого разреза сохранили свою пластичность и надежно консервировали седиментогенные и диагенетические минералы в них. Эти обстоятельства превращают гумидный разрез венда и кембрия Северной Прибалтики в уникальный объект изучения процессов древнего литогенеза на этом важном этапе в истории Земли. Систематическое исследование минерального аутигенеза проводится в этих отложениях начиная с 1976 года и в докладе излагаются некоторые результаты этой работы, представляющие общелитологический интерес.

Так, анализ выдержанной диагенетической минерализации сидерита в тонкослоистых глинах котлинской свиты позднего венда свидетельствует о том, что процесс этот развивался при аномально быстрых темпах глинонакопления, при наличии в осадке больших масс растительной органики и при явно опресненной гидрохимии бассейна. Весь этот комплекс факторов, как и морфологические особенности самих сидеритов, сближает данное минералопоявление с процессом формирования сидеритов в паралических угленосных формациях. Это позволяет сделать вывод о том, что литогенетические предпосылки для развития рассматриваемого процесса сидеритообразования существовали на Земле намного раньше возникновения наземной растительности.

Анализ материала по оолитовым гетитовым рудопоявлениям в ирбенском бассейне раннего кембрия свидетельствует о том, что морской тип накопления оолитовых бурых руд к раннему кембрию уже полностью складывался, приобретает все характерные признаки данного явления: переслаивание руд с нормально-морскими отложениями, линзовидно-кулисообразное расположение рудных пластов, очень вы-

держанное — около 600 км — распространение рудного комплекса в целом.

Изучение широко развитого в кембрии глауконита свидетельствует об образовании данного минерала в раннедиагенетическую стадию — вполне аналогично более молодым проявлениям глауконита. Существенных отклонений не наблюдается также в химическом составе и структурных параметрах минерала.

Диагенетическая сульфидная минерализация в изученных толщах представлена исключительно пиритом. Проявления марказита приурочены к более поздним этапам минерализации — к катагенезу.

Первичная красноцветность как отложений венда, так и кембрия обусловлена тонкодисперсным гематитовым пигментом, однако все вторичные процессы субаэрального окисления маркируются интенсивным формированием гетитовой охры. Эта закономерность вместе со слабым развитием в региональных корах выветривания процессов гидролиза подчеркивает быстрые темпы окисления пород при соприкосновении с воздухом. Возможно, что в этом отражается существенная озонность приповерхностной части атмосферы в рассматриваемые периоды.

Все изученные явления указывают на то, что основные литогенетические процессы приобрели уже в венде и кембрии близкий к современному облик и что в их протекании в это время не наблюдается принципиальных изменений, могущих быть непосредственным возбудителем бурного развития животного мира и выработки у большинства организмов способности скелетообразования, что свойственно данному периоду геологической летописи. Можно предполагать, что существенные глобальные изменения в схемах литогенеза могли иметь место раньше — до начала венда. Для проверки этого предположения необходимо искать более древние репера.

#### ЛИТОТИПЫ И ФАЦИИ (ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ТАКСОНОМИЯ)

Н.Н.Предтеченский (ВСЕГЕИ, Ленинград)

I. Выявление закономерностей состава и строения слоистых образований Земли, и в частности размещения в них полезных ископаемых, требует свертывания разнообразной информации об особенностях этих отложений и проведения типизации осадочных и вулканогенно-осадочных пород по комплексу признаков. Систематизация пород по

отдельно взятым геохимическим, минералогическим, петрографическим и иным особенностям недостаточно универсальна и не всегда может обеспечить выявление этих закономерностей.

2. В соответствии с последовательными стадиями изучения целесообразно четко разграничивать реально наблюдаемые особенности пород и реконструируемые условия их образования, тем более, что для древних отложений эти реконструкции не всегда могут быть проведены с достаточной точностью и детальностью.

3. Из числа реально наблюдаемых, наибольшее значение имеют первично-седиментационные и диагенетические признаки пород, отражающие условия их образования; окраска, вещественный, гранулометрический, морфометрический состав, слоистость и слоичатость, строение и состав тафоценозов ископаемых органических остатков, состав конкреций, морфология соответствующих данному типу пород геологических тел. Типологическим понятием для этой системы признаков является литотип, который может быть определен как порода или парагенезис пород, обладающих сходным набором генетических признаков. Отмечаются сходство и отличия литотипов от литогенетических и генетических типов пород в понимании Павлова, Батурина, Шанцера, Жемчужникова, Тимофеева и др.

4. Типоморфным понятием для реконструируемых подразделений является фация, которая рассматривается как сочетание определенного типа осадков и физико-географических (палеогеоморфологических) условий их накопления.

5. Для целей обоснования расчленения осадочных толщ, выявления цикличности и периодичности в их строении, решения металлогенетических и палеогеографических задач целесообразно применение единой иерархической системы литотипов и фаций (табл.). Приведенных пяти ступеней обычно достаточно при изучении объектов ранга геологической системы. При более широких исследованиях этот ряд может быть дополнен. Сопоставление литолого-фациальных таксонов со стратиграфическими является примерным - может иметь место перекрытие смежных единиц. Порядок размерности дан эмпирически применительно к платформенным областям.

Таблица

Местные стратиграфические подразделения	Литологические подразделения	Фациальные подразделения	Порядок размерности, мощность/площадь
Прослой	Микролитотип (прослой ракушняка в кослоистом песчанике)	Микрофация (морской склон берегового вала)	см/сотни кв.м
Слой	Мезолитотип (комковатые органогенно-детритовые известняки)	Мезофация (относительно спокойная карбонатная сублитераль эпиконтинентального моря)	Десятки см, реже первые м и десятки м/сотни кв.м — первые кв.км
Пачка	Макролитотип (органогенно-известняково-аргиллитовые ритмиты)	Макрофация (пермодически подвижная карбонатная сублитераль)	Десятки м/десятки, реже сотни кв.км
Свита	Мегалитотип (кораллово-раковинные известняки и мергели)	Мегафация (карбонатная сублитераль эпиконтинентального моря)	Десятки м, реже сотни/сотни, реже первые тысячи кв.км
Серия	Магналитотип=формация (морская известняковая)	Магнафация (эпиконтинентальный бассейн с карбонатным осадконакоплением)	Сотни и тыс. м/тыс. кв.км

ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД  
ДОНБАССА В ФАНЕРОЗЕ

И.Г.Проخورов, В.П.Бобров, Г.У.Соколова

(ИМП, Симферополь и ПГО "Донбассгеология", Артемовск)

Наиболее полный разрез фанерозоя Донбасса общей мощностью порядка 20 км развит на его северо-западных окраинах в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинах.

На основе литолого-формационного анализа, теоретические основы которого разработаны сибирскими геологами (Бгатов, Казаринов, 1962 и др.), эта огромная осадочная толща расчленена нами на II серий.

В основу выделения осадочных серий для донецкого разреза были положены как общегеологические критерии, и в первую очередь фазы складчатости, так и минералого-петрографические — минеральный состав глинистой фракции пород.

Серии характеризуются определенным сочетанием тонкодисперсных слоистых силикатов и их закономерным изменением в разрезе. Отдельные минералы в сериях играют роль то главных, то второстепенных, а в некоторых случаях вообще исчезают из разреза, тем самым определяя их особенности, своеобразие и индивидуальность.

Результаты исследований позволяют охарактеризовать по тонкодисперсным слоистым силикатам палеозойские осадочные серии как гидрослюдистые, мезозойские — как монтмориллонитовые, кайнозойские — каолининовые. Различия в минеральном составе обусловлены неодинаковым составом выветривающихся материнских пород областей сноса в палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры, коры выветривания которых являлись источником и поставщиком глинистых минералов в бассейны седиментации, разными климатическими, тектоническими условиями, а также постседиментационными преобразованиями тонкодисперсных слоистых силикатов.

#### ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ В ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОНАХ МЕЗОЗОЙСКИХ, КАЙНОЗОЙСКИХ И ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

М.А.Ратеев, П.П.Тимофеев ( ГИН АН СССР, Москва )

Фациально-генетическое и кристаллохимическое изучение кернов океанического бурения Г.Челленджера выполнено для Атлантического океана по эоцен-миоцену плато Рокволл-48 рейс, по эоцен-олигоцену Норвежско-Грэнландского бассейна и района Исландии-38 и 49 рейсы, по Приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта-45 рейс и Западной Африки-4I рейс, а также для Тихого океана: мезокайнозой и плейстоцен поднятия Хесса и Срединно-Тихоокеанских гор-62 рейс, плиоцен-четвертичные осадки Панамского бассейна-54 рейс и Прикалифорнийского региона-63,65 рейсы. Эти данные показали широкое развитие в мезокайнозойских пелагических осадках центральной зоны океана аутигенной диагенетической железистой смектитизации и ее вариации в виде смешанослойных минералов, связанных с преобразованием обильной вулканокластички

различного петрохимического состава. Этому способствовали более теплый тропический климат, меньшая механическая денудация материковой и островной суши с более значительным выносом в океаны растворенных элементов и более сильный вулканизм с интенсивной эксталятивной деятельностью рифтовых хребтов, чем в современную эпоху. Преобладание аутигенных смектитовых фациальных типов глинообразования в мезо-кайновое довольно резко сменяется на терригенные в конце миоцена и плиоцен-четвертичное время. В составе последних преобладают гидрослюды, хлориты, реже каолинит, не только в приконтинентальных, но и пелагических осадках. В этих типах отложений может участвовать и смектит, но чаще уже в перераспределенном виде. Аутигенное глинообразование здесь подавлено и идет лишь по метастабильному материалу, в основном по биотиту. Возникновение терригенных ассоциаций связано с резким похолоданием климата и следствием, таянием ледового покрова и разносом глинистого материала плавающими льдами. Подобная эволюция фациальных типов глинистых пород вносит существенные изменения в генетические представления о процессах глобального океанского глинообразования. Данные фациального анализа и выделение политипных модификаций минералов позволяют выделить как в современных, так и древних океанических осадках две фациально-генетические зоны глинообразования, или макрофации: периферическую, гемипелагическую и центральную, собственно пелагическую. В периферической гидродинамически активной зоне (распространенной до границы с пелагическими фациями) процессы глинообразования идут в условиях восстановительной среды, максимальных скоростей осадконакопления, высоких абсолютных масс и интенсивном привносе глинистого материала с суши, с существенным влиянием климата. Здесь широко развито формирование алевроитово-глинистых фациальных типов осадков с ассоциацией детритных минералов. Наряду с этим появляется и аутигенное глинообразование — инициальная глауконитизация смектитов, генерация диоктаэдрических  $Al$ ,  $Fe$ -хлоритов шамозитового типа (за счет выноса гидроокислов железа и алюминия в форме гиббсита из латеритных кор островной суши), хомогенное отложение палыгорскитов и сепиолитов в приконтинентальной зоне (за счет выноса  $Mg$ ,  $Si$ ,  $Al$  из областей тропического выветривания), железистая гидрослюдизация (без  $Al$ -гидрослюд) и т.д. В центральной пелагической зоне океана при минимальных скоростях седимен-

тации и абсолютных массах, весьма ограниченном поступлении глинистого материала с суши, но в условиях высвобождения силикатообразующих элементов при гальмиролизе или экстрактивном подтоке растворенных веществ, в окислительной обстановке, при преобладании физико-химических реакций в диagenезе широко развиты процессы аутигенного глинообразования. Они идут преимущественно по железистому мотиву с генерацией Fe-монтмориллонитов, нонтронитов, сильно набухающих смешанослойных (M - i) минералов с железистым иллитовым пакетом. Алюминиевые гидрослюда и монтмориллонит-иллитовые смешанослойные минералы (M - i) с пакетами алюминиевой слюды в этой зоне, вероятно, не аутигенны, а слагают детритный комплекс. Однако облик фациальных зон определяется не столько количеством аутигенного материала, сколько реальной возможностью аутигенной генерации той или иной фазы в физико-химических условиях среды. Выделение фациально-генетических зон или макрофацй, а также подзон или микрофацй дает возможность генетически интерпретировать любой материал, касающийся современных или древних глинистых отложений океана.

**КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ НЕВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ  
И ПРИНЦИПЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ**  
П.В.Семенов, В.П.Семенов (Воронежский ун-т)

Из множества признаков только морфологические особенности субстрата и условия залегания кремнистых пород являются инвариантными по толкованию, существенными и повторяющимися в осадочных формациях невулканогенных платформенных областей от позднего докембрия до антропогена. Эти признаки позволяют подразделить кремнистые породы на две группы: субаквально-органогенную и субаэрально-хемогенную.

Группу субаквально-органогенных пород объединяет: органогенный или реликтивно-органогенный состав субстрата, строгая последовательность напластования, ассоциация в разрезе и плане с терригенно-органогенными, реже хемогенными осадками и породами. Для пород этой группы с позднего докембрия до антропогена характерно появление новых организмов с кремниевым составом скелета, возрастание их породообразующей роли и участие в новых, ранее не свойственных обстановках литогенеза. По литофациальной принадлежност-

ти органогенные кремнистые породы подразделяются на морские (глубоководные и мелководные) и континентальные (озерные, болотные и почвенные). Субаквально-органогенное осадконакопление обусловлено двумя факторами: био-физико-химическими параметрами среды (контролирующей возможность продуцирования организмов) и условиями седиментогенеза, отчасти диагенеза, определяющими возможность возникновения породообразующих тафо- и ориктоценозов.

Субаэрально-хемогенную группу кремнистых пород объединяет унаследованность кремнеземом исходного субстрата самых различных пород и сечение их телами седиментационного порядка напластования, диагенных структур и стратиграфических границ. С позднего докембрия до антропогена наблюдаются только изменения материнского субстрата кремнистых пород. Эта группа пород подразделяется на остаточно-метасоматическую (один из типов литофаций коры выветривания терригенно-карбонатных и др. пород) и инфильтрационно-цементационную (зоны инфильтрационного преобразования пород на некоторых геохимических барьерах). Климат, положение в палеорельефе, свойства и состав материнского субстрата определяли тип, характер локализации и саму возможность формирования субаэрально-хемогенных пород в осадочных формациях невулканогенных платформенных областей.

В областях земной коры, испытавших существенные катагенетические изменения, кремнистые породы всех групп имеют существенно мономинеральный кварц-халцедоновый состав. В осадочных формациях, не претерпевших значительные катагенетические преобразования, в разрезах обычны чередования разновозрастных опалкристобалитовых органогенных и хемогенных пород с хемогенными кварц-халцедонового состава.

Требуют серьезной критики концепции о генетической связи осадочного кремнезема с процессами вулканизма, представления об органогенном и хемогенном кремнеземе как о коллоидной системе, а также привлечение "геологического времени" в качестве причины "трансформации" кремнезема осадочных пород. Этим положениям противоречат как логический анализ самих концепций, так и имеющийся фактический материал.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК  
ТЕРРИГЕННОГО ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ ПО СОСТАВУ КАРБОНАТОВ

А.И.Сидоренков ( ЗапСибНИГНИ, Тюмень )

Предлагается устанавливать палеоклиматические обстановки для терригенного типа осадконакопления по положению парагенетических рядов (ПР) карбонатных конкреций в трехкомпонентной системе  $\text{CaCO}_3 - (\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3) - \text{MgCO}_3$ , изображаемой в виде треугольной диаграммы. В основу классификации положены установленные ранее закономерности изменения их состава и представления о ПР (Сидоренков, 1975). Для каждого района характерны свои ПР, располагающиеся в классификационном поле диаграммы в виде линейно-вытянутых полос, ориентировка которых контролируется климатическими факторами. Изменение составов внутри ПР предопределяется локальными условиями осадконакопления.

Обобщение материалов в целом по мезозой Западно-Сибирской равнины (ЗСР) приводит к следующим выводам:

1. ПР конкреций Сосьвинско-Салехардского бурогоугольного бассейна располагается на классификационной диаграмме непосредственно у координатной оси  $\text{CaCO}_3 - (\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3)$ ; он включает рэт-нижнекелловейский угленосный комплекс, морские и пресноводные бассейновые безугленосные образования верхней юры и неокома. Конкреции из неокомских пестроцветных отложений илекской свиты Чулымского района образуют ряд, который находится у оси координат  $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ . Между ними веерообразно, в виде линейно-вытянутых полос, пересекающихся в вершине классификационного треугольника, соответствующей 100%  $\text{CaCO}_3$ , размещаются ПР Сургутского, Нижневартовского и Шаимского районов (юра и неоком) (рис.1).

2. В верхнеюрско-неокомский этап осадконакопления на северной части территории ЗСР были развиты зоны гумидного, а на южной - аридного типов. Граница между ними проходила вблизи участка широтного течения р.Оби (Гольберт и др., 1968). По этим данным, Сосьвинско-Салехардский район находился постоянно в зоне гумидного, а Чулымский - аридного климатов; Шаимский, Сургутский и Нижневартовский - в переходной области, т.е. подтверждается, что ПР карбонатных конкреций Сосьвинско-Салехардского и Чулымского районов формировались в резко различных климатических зонах.

3. Логично предположить, что ПР Шаимского, Сургутского и Ниж-

невартовского районов, занимающие промежуточное положение, формировались в переходных условиях. Литолого-палеофлористические данные этому не противоречат. С теоретических позиций изменения составов ПР от кальцит-сидеритовых к кальцит-доломитовым также соответствует смене гумидных условий аридными.

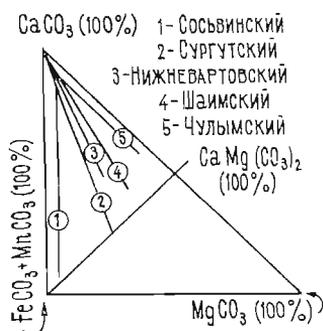


Рис.1. Положение осредненных ПР конкреций по районам ЗСР

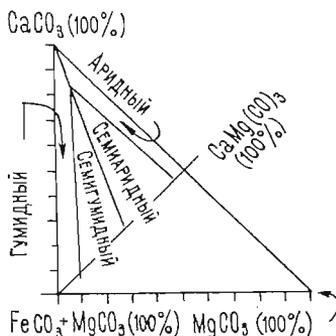


Рис.2. Климатические обстановки, определяемые по ПР конкреций

4. Для проведения границ между климатическими поясами, построения палеогеографических и палеоклиматических карт, выделения формаций и др. желателен исчисленный подход к рассматриваемой проблеме. Учитывая положение "эталонных" ПР и формализуя отдельные теоретические представления, мы выделяем на классификационной диаграмме гумидную, семигумидную, семиаридную и аридную зоны (рис.2).

5. Таким образом, состав конкреций и положение ПР на площади классификационного треугольника дают возможность на количественной основе выделять и типизировать терригенные отложения по климатическим обстановкам осадконакопления. Проверка классификации на абсурд по разновозрастным угленосным толщам многих регионов показала, что все они укладываются в область гумидного и начало семигумидного поля. Если рассмотренная модель окажется правомерной и для аридных отложений других регионов, то она будет верна для послепротерозойских образований в целом.

# ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ НА ПУТИ В БАССЕЙНЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Э.П.Солотчина, Ф.В.Сухоруков, В.Н.Столповская  
( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Структурная упорядоченность, качественный и количественный состав глинистых минералов каолиновых кор выветривания (Украинский кристаллический щит, Кокчетавская глыба, Салаирский кряж, Ангренская депрессия, Томь-Колыванская складчатая зона) определяются главным образом петрографическим составом исходных пород и поведением основных порообразующих элементов в элювиальном профиле.

В структуре каолинита, являющегося главным гипергенным минералом в рассматриваемых корах выветривания, существует два типа дефектов: дефекты самого слоя, связанные с различным распределением в нем Al-вакансий, и дефекты упаковки слоев, характеризующиеся смещениями слоев на  $\pm nb/3$  вдоль оси  $b$  и неупорядоченностью в наложении слоев вдоль оси  $c$ . Первый из названных дефектов, формируясь в процессе роста кристаллов различен для каолинитов различных типов пород, но остается неизменным при транспортировке вещества в бассейны седиментации. Дефекты упаковки, напротив, весьма чувствительны к явлениям переноса. Совместное применение методов рентгенографии (гармонического анализа профилей дифракционных линий и метода "косых рентгеновских текстур") и ИК-спектроскопии позволяет выявить природу дефектов в структуре каолинита и использовать их различное реагирование на процессы переноса в качестве типоморфного признака для расчленения элювиальных и в разной степени перемещенных продуктов.

Кроме того, метод рентгеновского анализа дает возможность проследить эволюцию основных порообразующих минералов в профилях выветривания и определить количественные соотношения глинистых минералов как в элювиальных толщах, так и в продуктах их перераспределения.

На кислых и средних породах в большинстве изученных разрезов кор выветривания преобладающим минералом как зоны дезинтеграции, так и зоны глин является каолинит. Гидрослюды (алюминиевые слюды с дефицитом калия в межслое) развиты менее широко, в основном по

плаггиоклазам. В отдельных случаях гидрослюда (политип 1М) образует псевдоморфозы по калиевому полевому шпату (ортоклазу) и является доминирующим новообразованием зоны дезинтеграции (кварцевые порфиры Ангренской депрессии).

На основных и ультраосновных породах главными гипергенными минералами зоны дезинтеграции являются минералы монтмориллонитовой группы, образующиеся в результате разложения темноцветных минералов и плаггиоклазов. Каолинит развивается в этом случае преимущественно по монтмориллонитовым минералам и в меньшей степени путем образования прямых псевдоморфоз по плаггиоклазам.

Коры выветривания Украинского щита, Кочетавской глыбы, Садарского края и Томь-Колыванской складчатой зоны формировались в условиях гумидного теплого климата с умеренным увлажнением и достаточно хорошей циркуляцией атмосферных вод; - Ангренской депрессии - также в условиях влажного климата, но с менее интенсивной циркуляцией вод, что приводило к образованию значительного количества гидрослюда 1М в нижних частях профиля выветривания. Состав, количественные соотношения и структурная упорядоченность глинистых минералов перемещенных продуктов могут служить ключом для реконструкции не только элювиальных образований, но и типов исходных пород кор выветривания в областях сноса.

#### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К СВЯЗИ АНГИДРИТОВЫХ ТОЛЩ С МОРСКОЙ ВОДОЙ

М.Ф.Стадук ( Симферопольский ун-т )

А.П.Григорьевым и П.П.Шамаевым была произведена ревизия данных по температуре перехода гипс-ангидрит. Ими же прямым методом определено, что эта температура соответствует  $42,1 \pm 1^\circ\text{C}$ . Это хорошо согласуется с термодинамическими данными К.К.Келли и может быть принято для расчета фазового равновесия в дистиллированной воде. Непосредственно использовать эти данные для морской воды нельзя в связи с ее высоким солевым фоном. Можно, правда, исключить активности участвующих ионов и пользоваться только активностью воды ( $a_w$ ). Расчетная ошибка  $a_w$  в 0,1 сопровождается корректурой  $\Delta G^\circ$  ангидрита порядка 1 кДж, что ниже ошибки экспериментального определения  $\Delta G^\circ$ . Но это соответствует изменению содер-

жания поваренной соли от 14 до 23 г/кг. Поэтому предпочтительно термодинамическим использовать данные равновесных условий, полученные непосредственно на солевых растворах. Но здесь имеют место сложности, связанные с резким удлинением индукционного периода вблизи равновесной точки. Поэтому надежнее использовать гарантированный диапазон активностей воды.

Привлекая известный аппарат пересчета, можно показать, что данные Э.М.Мельниковой и И.А.Можкиной, при которых ангидрит переходит в гипс, соответствуют  $a_{\text{Ca}} = 0,87$ , равновесные условия отвечают  $a_{\text{Ca}} = 0,81$ . Данные И.Г.Рыса и Э.Л.Нилуса показывают  $a_{\text{Ca}} = 0,58$ . Таким образом, прямые данные позволяют искать точку перехода в диапазоне  $0,58 < a_{\text{Ca}} < 0,87$ . Для нормальной морской воды это соответствует солёности 172–224‰. Сада кальция заканчивается при солёности 130–140‰.

Таким образом, с позиций имеющегося материала, можно сделать следующий вывод. При температурах, соответствующих термическому режиму современных солеродных бассейнов морского типа, отложение ангидрита исключено. Для его образования температура воды должна быть либо значительно выше  $25^{\circ}\text{C}$ , либо вода бассейна никак не может сопоставляться с морской водой.

#### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОТЛОЖЕНИЯМ ОКЕАНА П.П.Тимофеев, Н.В.Ренгартен, В.В.Бремеев (ГИН АН СССР, Москва)

Впервые при изучении осадочных отложений глубоководных зон океана мы применили целеустремленно литолого-фациальный метод. Объектом наших исследований послужил керновый материал скважин глубоководного бурения экспедиции "Гломар Челленджер" рейсов: 38, 41, 45, 48, 49 – северная часть Атлантики и – 62, 63, 65 – Тихий океан (Прикалифорнийский район).

Цель исследований заключалась в следующем. На основании изучения текстурно-структурных особенностей и вещественного состава пород, слагающих надбазальтовую осадочную толщу:

- 1) С о с т а в и т ь представление о фациальных условиях образования исходных осадков, породивших эти породы.
- 2) В ы я в и т ь литологические и фациально-минералогические критерии расчленения и сопоставления разрезов осадочной тол-

щи в пределах изученных участков океанической акватории.

3) **Н а м е т и т ь** основные исторические этапы формирования осадочной толщи конкретных областей океана и **п о д - ч е р к н у т ь** общие закономерности истории мезокайнозойского литогенеза Северной Атлантики и прикалифорнийской части Тихого океана.

4) **П р и н я т ь** участие, с позиций литолога, в освещении некоторых вопросов общей геологии океана: рассмотрение вопросов тектонического режима конкретных районов океана при формировании там осадочной толщи, выявление в осадочной толще (изученных районов акватории) следов бывших вспышек вулканических проявлений, синхронных осадконакоплению или постседиментационных и т.д.

Основные выводы и заключения:

1) На современных больших глубинах океана (2300-4000 м) над-базальтовая осадочная толща может быть представлена литологически разнообразными породами и проявлять в разрезах очень разное фациальное строение, может иметь разную возрастную характеристику и весьма различные мощности стратиграфических горизонтов.

2) Высокая тектоническая, а местами и вулканическая активность океанической коры, морфологически сложный рельеф дна (даже глубоководных частей океана) обилие разнообразных по силе и направленности наддонных течений - все это в совокупности обусловило (и обуславливает сейчас) непростую картину образования и накопления осадков, картину формирования в океане осадочного чехла.

3) Выяснилось, что в строении разрезов осадочной толщи, вскрываемой на современных больших глубинах океана, могут принимать участие не только осадки различных глубоководных зон океана, но и осадки прибрежного мелководья (подводнодельтовые и др.).

4) В рассмотренных нами участках океана всюду накопление мезокайнозойской осадочной толщи произошло при постепенном увеличении степени их глубоководности. Но на фоне общего опускания регионов имели место разнообразные блоковые движения (более мелкого масштаба), которые оказывали влияние, в каждом конкретном участке акватории, на ход процесса осадконакопления.

5) По чисто литологическим данным получился следующий вывод. Современная северная часть Атлантики (юг Норвежского моря, подводное плато Роколл) до эоценового времени не входила в океани-

ческую область. Там, возможно, была суша с серией водоемов и рек. В состав коренных пород этой суши входили: метаморфические сланцы, граниты, эффузивы, осадочные породы. В эоцене произошло оживление тектонических движений (а в соответствующих областях и вулканических проявлений), страна претерпела значительное опускание, проникли воды океана, приобрели господство большие глубины и широкое развитие биогенные илистые осадки.

б) Большим своеобразием отличается осадочная толща прикалифорнийской части Тихого океана. Близость континента обуславливала (и обуславливает теперь) привнос даже в относительно глубоководные зоны океана терригенного материала (глинисто-алевроитового), который сильно разбавлял биогенный (нанно-фораминиферный) илистый осадок.

#### СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ УРОВНЕЙ ОРГАНИЗАЦИИ ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА - ОСНОВА ТИПИЗАЦИИ И ВЫДЕЛЕНИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ

В.И.Троицкий (Ташкентский ун-т.)

Интерес к теории уровней в литологии продиктован прежде всего успехами в накоплении огромного количества фактов, вызывавших необходимость их обобщения в стройные логические системы. Уровни организации осадочного вещества, выделяемые как целостные системы, качественно отличаются друг от друга и подчиняются действию специфических законов (понятий, гипотез, теорий). Их экстраполяция с одного уровня на другой требует особой осторожности.

Несмотря на существенные различия в ранжировке геологических тел и понятий, вкладываемых в их определение, большинство исследователей предполагает реальность иерархий осадочного вещества в ряду: минералы - осадки (породы) - формации - ассоциации формаций. Каждая из них является отражением развития определенной геологической обстановки. Единство структурно-вещественной и генетической сторон осадконакопления делает особенно актуальным исследование иерархической соподчиненности процессов, обуславливающих системную организацию осадочного вещества, т.е. системный генетический анализ.

В системном анализе синтезируются достижения литологии, геохимии, тектоники, исторической геологии, стратиграфии и др. Не-

редко каждая из этих наук стремится подчинить системные исследования своим традициям. В результате для одних и тех же объектов, как и условий их формирования предложены различные принципы их типизации и выделения. В большинстве же случаев представления о генезисе складываются из анализа исходного вещества, а также тектонических, климатических и палеогеографических (в широком понимании) условий его дифференциации и накопления.

Однако источники вещества, тектоника и климат, являясь категориями более высокого порядка, контролируют функционирование формационных систем. Они влияют на их развитие, но не прямым образом, а опосредованно путем трансформации в ландшафты (обстановки) осадконакопления. В свою очередь, многообразие обстановок, как и направленность седиментации непосредственно предопределяются развитием трех основных подсистем ландшафта — динамической, геохимической и биохимической. Их влияние устанавливается на всех уровнях организации осадочного вещества от минералов до формаций включительно. И если динамическая подсистема, учитывая незначительные колебания гравитационной постоянной, оставалась устойчивой в ходе геологического времени, то геохимическая и биохимическая подсистемы необратимо эволюционировали.

Наполнение седиментационных бассейнов может быть представлено или продуктами седиментации каждой из подсистем "в чистом виде" (терригенные, карбонатные, галогенные и реже силицитовые, фитогенные формации и их члены) или, гораздо чаще, смешанным по своему составу осадочным веществом. Обособление эволюционных рядов формаций (терригенных молассовых красноцветных — бескарбонатных и карбонатно-соленосных, сероцветных-угленосных и др., прибрежных терригенных, терригенно-карбонатных, бескарбонатных, карбонатно-галогенных, собственно галогенных, силицитовых и др.) предопределялось масштабностью проявления каждой из подсистем и взаимным влиянием.

Выделение обстановок в седиментационных бассейнах и их частях должно производиться на основе анализа подсистем ландшафта (фациально- и формационно-зональные терригенные, карбонатогенные, галогенные и более сложные полипородные бассейны); дробная рубрикация должна осуществляться по дополнительным признакам.

Системный генетический анализ является надежным научным аппаратом, позволяющим определять границы формаций — объемных геологических тел, их внутренние и внешние связи. Выявление внут-

ренной структуры формаций, как и конструируемых ими надформационных подразделений разреза седиментационных бассейнов имеет огромное прикладное значение. Исследователям важно знать как связь определенных полезных ископаемых с конкретными формациями, так и их место внутри последних.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕМ  
ДЕВОНЕ И КАРБОНЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ  
Б.У. Урумбаев ( ИГН АН КазССР, Ашха-Ата )

Согласно фациально-геохимическому анализу, распределение химических элементов контролируется условиями осадконакопления. Изменение содержания их в ходе геологического времени и в пространстве тесно связано с эволюцией фациального состава седиментных образований. В этом аспекте интересно рассмотреть геохимию осадочных пород на примере хемогенно-терригенных отложений фанена и карбона Западного Прибалхашья. Повышенное внимание обусловлено приуроченностью к ним железо-марганцевых и свинцово-марганцевых проявлений, формированием линзо- и платообразных рудных тел, залегающих согласно с вмещающими отложениями. Последние представляют комплекс гетерогенных карбонатных, терригенных и карбонатно-терригенных образований с достаточно индивидуальными литолого-фациальными и геохимическими условиями формирования слагающих их пород.

Использованы пять геохимических показателей: распределение элементов по петрографическому профилю; коэффициент упорядочения; парные отношения  $Sr/Ba$ ,  $Fe/Mn$ ,  $Fe_2O_3/FeO$ .

Выявлен комплекс химических элементов, где наряду с петрогенными компонентами Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na обнаружены Mn, Pb, Ni, Co, Ti, Zn, Cr, Ba, V, Be. Распределение их по петрографическому профилю: гравелиты - песчаники - алевролиты - известняки направленно изменяется от водосборной площади к бассейну седиментации. В непосредственной близости от источников сноса и слабой сортировки обломочного материала коэффициент упорядочения не превышает 0,35, далее по латерали, по мере увеличения пути транспортировки и дальнейшей дифференциации обломочных частиц при разбавляющем действии карбонатного материала, он повышается

до 0,55–0,75 соответственно в прибрежной и шельфовой зонах морского бассейна.

Степень упорядоченности малых элементов по разрезу также варьирует от 0,55–0,75 в породах нижней части его до 0,15–0,35 – в верхней.

Преобладание в позднем девоне и раннем карбоне химического выветривания на водосборных площадях, дальность транспортировки и сортированность осадков предопределили упорядоченное распределение элементов в породах трансгрессивной серии. Пестрое же поведение их в отложениях регрессивного ряда в средне–позднекаменноугольную эпоху определяется преимущественно механической дезинтеграцией исходных пород в условиях расчлененного рельефа водосбора и ограниченными расстояниями переноса обломочного материала.

Интересно проследить изменение отношений  $Str/Ba$  и  $Fe/Mn$  от континентальных обстановок осадконакопления к морским. Терригенные отложения, сформировавшиеся в условиях межгорных впадин, конусов выноса и аллювиально–дельтовых равнин, имеют величину стронций–бариевого показателя меньше 1 (до 0,6). В периоды наступления моря на эти равнины и осаджения карбонатов он возрастает до 1,2–1,7 в водоемах с повышенной минерализацией (лагунах) достигает порядка 2–3 и снижается до 0,6 в опресненных частях морского бассейна (за счет притока речных вод). Аналогично поведение железо–марганцевого коэффициента: в наземных образованиях он значительно выше 13 (48–128), а в морских ниже (до 2).

Окислительная среда седиментации в девоне и карбоне определяется отношением  $Fe_2O_3/FeO$ , которое намного превышает 1 (до 23)

Результаты геохимических исследований хорошо согласуются с данными геолого–литологического и палеонтологического анализа рассматриваемых отложений, позволяющими считать их полифацальными образованиями, сформировавшимися в условиях открытого неглубокого моря, его прибрежных частей, лагун, аллювиально–дельтовых и аллювиальных равнин с предгорными конусами выноса, межгорных впадин и озер.

Таким образом, эволюция геохимических особенностей осадкообразования положительно коррелируется с эволюцией осадочных пород, их фациальной изменчивостью во времени и пространстве.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРСТОВОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ  
Р.А.Цыкин (КИЦМ, Красноярск)

Континентальные осадочные образования, выполняющие карстовые формы, широко распространены на закарстованных площадях. Они вмещают месторождения легированных руд железа, боксита, фосфорита, глинистого сырья, россыпи золота, алмазов, касситерита. В сравнении с одновозрастными отложениями тектонических впадин они отличаются более высокой глинистостью и зрелостью, минералогической специализацией.

Распространено мнение (Г.И.Бушинский, И.И.Гинзбург, Д.С.Соколов и др.), что карстовые седиментационные ванны выполнены аллохтонными осадочными образованиями, преимущественно продуктами переотложения кор выветривания. Наличие сколько-нибудь специфичных отложений в карсте отрицалось. В классификации генетических типов континентальных осадочных образований Б.В.Шанцера выделены парагенетические ряды субтерральных и фонтанальных отложений, причем высказано мнение, что в пещерах в сложном сочетании представлены известные на поверхности генотипы и специфичными являются только структурные особенности отложений.

Нами выдвигаются тезисы о наличии особых динамических форм аккумуляции минеральных веществ в карстовых формах, автохтонных образований, о высокой интенсивности преобразований отложений. Это дает основание для выделения карстовой фациальной области и соответствующего генетического комплекса континентальных осадочных образований.

В нотальной, субтропической и тропической температурных зонах с гумидными условиями, в пределах медленно и умеренно активно поднимающихся тектонических блоков создаются предпосылки для относительно полной компенсации карстовой коррозии карбонатных коренных пород континентальным осадконакоплением. В этих случаях формируется карст покрытого типа в виде своеобразных по составу и структурам, синхронных и в значительной мере конформных геологических тел. Возникающие карстовые ванны, фиксированные отложениями, мы называем карстовыми седиментационными коллекторами (КСК). В относительно мало сдундированных КСК обычно присутствуют 2 подкомплекса отложений (литологических горизонтов) — базальный, преимущественно автохтонный и компенсационный,

аллохтонный. В базальном подкомплексе в сложном сочетании диагностируются элювий (по алюмосиликатным породным включениям), инфлювий, метасоматические и смешанные образования. В компенсационном подкомплексе, сформированном за счет внешних источников, преобладают продукты перетолжения кор выветривания.

В карбонатных и сульфатных породах на разных глубинах (местами более 1 км) встречаются внутренние деструктивные объемы, заполненные разными по составу отложениями, порой весьма специфичными (карбонатная мука, брекчия, каранкулит и др.). Среди них также различимы алло- и автохтонные образования. Наиболее распространены подземный аллювий, кольматационные, метасоматические, смешанные образования.

В пещерах, как известно, выделяются многие генотипы отложений, среди которых своеобразны автохтонные образования, такие как инфлювий, хемогенные и смешанные образования.

Наконец, на некоторых площадях, преимущественно в субтропической и тропической зонах с аридными и гумидными условиями увлажнения, характерны отложения карстовых источников (травертины)

Таким образом, в карстовой фациальной области в ряду автохтонных осадочных образований выделяются классы генетических типов: а) пещер; б) слепых тел; в) седиментационных коллекторов; г) источников.

Наибольшее значение для познания ландшафтно-климатических условий геологического прошлого и как источники минерального сырья имеет класс генотипов седиментационных коллекторов. Формы тел и структуры отложений КСК определяются вещественными преобразованиями (фильтрационным метасоматозом), которые текут на фоне просадок и провалов осадочного выполнения, что обуславливает широкое развитие кластических структур в автохтонном материале.

## ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Л.С.Чернова, Н.Т.Мандрикова, П.К.Мазаева  
(СНИИГГИМС, Новосибирск)

Формирование емкостных и фильтрационных свойств карбонатных пород в осадочных толщах — процесс сложный, длительный, многофакторный, протекает на всех стадиях литогенеза и метаморфизма.

На примере карбонатных продуктивных горизонтов Ботуобинского нефтегазоносного района (Западная Якутия) изучены эволюционные преобразования осадков на разных стадиях литогенеза. При этом учтены литолого-фациальные предпосылки пород, изменения палеоструктурного плана поднятия, влияние трапповых интрузий, тектонических нарушений. В зависимости от перечисленных факторов и длительности их влияния на осадок устанавливалось время проявления и последовательность постседиментационных преобразований: перекристаллизации, доломитизации, кальцитизации, сульфатизации, раздоломичивания, выщелачивания, окремнения, образования микро- и макротрещин.

Определены различные типы известняков и доломитов по петроструктурным и кристаллохимическим (данные рентгено-структурного анализа) признакам, выявлено изменение кальцита различного состава на разных стадиях преобразования пород; менее однороден состав зерен на стадии образования осадка в седиментогенезе, более однороден — при постседиментационных его преобразованиях.

Подмечено, что известняки с идеальным составом зерен кальцита обогащены водорослевыми эпифитон-ренальцисовыми образованиями, более интенсивно преобразуются в стадию катагенеза, катагенеза, имеют улучшенные коллекторские свойства. Магнезиальные кальциты почти не преобразованы, вторичные процессы в них заторможены, коллекторские свойства пород пониженные и низкие.

Рассмотрены структурно-морфологические изменения основных минералов карбонатных пород на разных стадиях литогенеза. Охарактеризованы девять разновидностей зерен кальцита и доломита от слабо измененных неправильной формы микрозернистых седиментогенных до разнотернистых интенсивно преобразованных, с многоугольной формой зерен, нарушенной структурой, дефектностью окантовки зерен, с волокнистым их строением (стадия катагенеза, возможно, начального метаморфизма).

Отмечено, что вблизи тектонических нарушений, существовавших длительное время, породы в разрезах скважин имеют несколько генераций процессов перекристаллизации, доломитизации, раздоломичивания, повышенное количество доломитов замещения, наличие гнездовидных скоплений зерен кальцита ( $>0,5$  мм) с подсинтетическим двойникованием.

Для разрезов, расположенных вблизи тектонических нарушений и существовавших сравнительно короткое время, характерна нарушенность микротрещинами неперекристаллизованных и интенсивно перекристаллизованных участков пород.

Полученные результаты позволили выявить эволюционные преобразования пород по разрезу и площади изученного района.

#### ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ В МЕЗОЗОЕ ГРУЗИИ

Г.А.Чихрадзе, М.А.Беридзе, Э.В.Варсимашвили, Г.С.Кикодзе,  
Н.Г.Цабадзе, И.Д.Чечелашвили (ГИН АН СССР, Тбилиси)

На основании диагностических признаков (состав, строение, распространение, способ отложения, палеотектонический режим, диагенез, катагенез и др.), в мезозойских отложениях Грузии выделено 20 осадочных формаций (геокомплексов): I) лимническая глинисто-песчаниково-конгломератовая (геттанг-синемюр); 2) трансгрессивная песчаниково-известняковая (синемюр-аален); 3) трансгрессивная сланцево-конгломератово-песчаниковая (геттанг-синемюр); 4) глинисто-сланцевая (аспидно-сланцевая) (плинсбах-нижний тоар); 5) флишевая граувакково-алевролитово-аргиллитовая (тоар-нижней аален); аргиллитово-тефroidно-туфовая (байос); 7) регрессивная глинисто-песчаниковая (верхний байос-бат); 8) регрессивная песчаниково-глинисто-сланцевая (байос-бат); 9) пестроцветная гипсово-глинисто-песчаниковая (келловей-титон); 10) флишевая кластическо-известняково-мергельно-известняковая (келловей-титон); II) доломито-известняковая (кимеридж-титон); 12) известняково-мергельно-аргиллитово-песчаниковая (валанжин-нижний готерив); 13) доломито-песчаниково-известняковая (валанжин-баррем); 14) аргиллитово-песчаниковая (верхний готерив); 15) песчаниково-известняково-мергельная (апт-альб); 16) транс-

грессивная туффитово-песчаниково-известняковая (сеноман-маастрихт); 17) гравелитово-песчаниковая (верхний сеноман); 18) известняково-аргиллитово-кремнистая (верхний сеноман-нижний турон); 19) мергально-известняковая (верхний турон-сантон); 20) олигостромовая аргиллитово-кlastическоизвестняковая (маастрихт-дат). Они являются индикаторами обстановки осадконакопления и породообразования.

Разнообразные обстановки осадконакопления, породившие вышеназванные осадочные формации, обусловлены особенностями тектонического развития территории Грузии, проявлением синхронного вулканизма и климата. Индивидуальность обстановок осадконакопления определяется сочетанием факторов, среди которых главными являются характер и параметры бассейна (океанический, морской, лагунный или лимнический). Существование океанического бассейна в мезозое Грузии не установлено. Распространенными являются морские бассейны с различными морфологическими элементами, преимущественно с хорошо выраженными трансгрессивной, стабильной и регрессивной стадиями развития. Главным седиментационным бассейном на территории Грузии считается геосинклиналь южного склона Большого Кавказа - раздвиговое энсиалическое глубоководное море с терригенным осадконакоплением и проявлением толеит-базальтового вулканизма в ранней юре.

На основании особенностей эволюции этого бассейна, вызванных геодинамическим развитием Кавказа в мезозое, наличием лагунных и лимнических бассейнов, с учетом источников обломочного материала (аллохтонный, автохтонный, терригенный, вулканогенный, гидрогенный и др.), а также характера его транспортировки и способа отложения, выделяются следующие обстановки осадконакопления: лимническая; трансгрессивная, раздвигового энсиалического моря; эпиконтинентального мелкого моря с платформеноидным осадконакоплением; стабильного умеренного глубокого моря; регрессивного моря с флишевым осадконакоплением; вулканогенно-троговая; регрессивная, с торфонакоплением; вулканогенно-троговая; регрессивная, с торфонакоплением; лагунно-континентальная; трансгрессивная, эпиконтинентально-карбонатная; кинегеоклинальная - трогово-флишевая, гидрогенная; трансгрессивная, умеренно-глубокого моря с флишевым и вулканогенно-карбонатным осадконакоплением; умеренно глубокого моря с платформеноидным и вулканогенно-осадочным осадконакоплением.

Характер осадкообразования обуславливается вещественным составом осадка, тектонической природой бассейна и геологическим временем. Состав осадка определяет состав породы. Минералогическая форма организации вещества зависит от Р—Т-условий, связанных с процессами растяжения-сжатия, складкообразования, магматизма и др. Интенсивность проявления этих процессов в мезозое Грузии тесно связана с тенденцией развития Альпийской области и ограничивающих ее с севера Русской и с юга Аравийской платформ, что, в свою очередь, обусловлено общими геодинамическими особенностями эволюции Земли.

МОДЕЛЬНЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ РЯДЫ ОСНОВНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ  
СИЛУРИЙСКИХ КРАЕВЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ  
Р.Э.Эйнасто (ИГ АН ЭССР, Таллин)

1. Краевые или периконтинентальные платформенные бассейны в отличие от эпиконтинентальных характеризуются наличием материкового склона и открытостью перехода в океан. Фациальные ряды этих бассейнов отличаются полнотой гаммы батиметрически разных зон от прибрежно-шельфовых до удаленно-депрессивных гемипелагических абиссальных.

2. Сравнительные литологические исследования силурийских отложений Прибалтики, Подолии, Северного Урала и Сибирской платформы (Мойеро) позволили выяснить общность макрофациальных рядов, тенденций и переломных рубежей развития седиментации в удаленных краевых бассейнах с пассивной материковой окраиной.

3. Глобальная эвстатическая регрессия в конце ордовика (снижение уровня океана не менее 100 м), связанная с Гондванским материковым оледенением и таконской фазой орогенеза отделила силурийский период (вместе с началом раннего девона) от ордовикского как самостоятельный заключительный седиментационно-тектонический магнацикл в пределах каледонского гигацикла. Границы крупных трансгрессивно-регрессивных циклов в силуре не всегда совпадают с границами основных стадий развития осадконакопления, обусловленными мутационными изменениями в процессе седиментации.

4. В силурийских краевых бассейнах Северной Евразии выделяются три батиметрически существенно разные по формационному рангу области: шельф с карбонатными отложениями лагунной, барово -

отмельной и открытосельфовой макрофацialsных зон; пологий материковый склон с иловыми карбонатно-глинистыми отложениями и удаленное глубоководное плато в пределах океанической батиаля с мотонными илово-терригенными доманикоидными отложениями.

5. Основные стадии осадконакопления в краевых бассейнах непосредственно связаны с тектоническими процессами в соседних палеоокеанах. Согласно геосинклинальному процессу в краевых бассейнах также выделяются три стадии развития осадконакопления, отличающиеся по тектоническому режиму, глубине бассейна, набору фаций и скорости седиментации.

Для каждой стадии создана своя фацияльная модель бассейна.

На примере Палеобалтийского бассейна эти стадии следующие:

а) Ранний и средний лландовери. В условиях тектонического растяжения происходило быстрое опускание краевой части платформы в батиаль; материковый склон образовался внутри платформы далеко (до 1000 км и более) от ее края. В погруженной депрессии в условиях резкой декомпенсации накопились битуминозные глинистые осадки доманикоидного типа (графтолитовые аргиллиты) небольшой мощности, подстилающиеся глубоководными красноцветными глинисто-карбонатными осадками. На шельфе и в пределах склона накопились чистые известковые осадки, переходящие в доманикиты без промежуточных фаций; б) Поздний лландовери, венлок и лудлов. На шельфе образовались разнообразные карбонатные отложения: в лагунной зоне первичные доломиты и эвапориты, в отмельной зоне широко распространились органогенные постройки, на открытых шельфах - фации комковатых известняков. На склоне интенсивно накапливались карбонатно-глинистые осадки, образовавшие зону максимальных мощностей в пределах материкового подножия. В условиях слабого погружения дна это привело к постепенному заполнению части впадины и последовательной миграции внешнего края шельфа в сторону океана. Шельфы стали очень широкими; в) Даунтон и начало нижнего девона. Начался интенсивный привнос тонкого терригенного материала с поднимающихся каледонид, что подавило карбонатонакопление на шельфе и вызвало постепенное заполнение остаточных впадин.

6. В бассейнах, расположенных далеко от каледонид (Подольский, Уральский), третья стадия наступила с запозданием (в самом конце силура), а в Сибири краевой бассейн Тунгусской синеклизы с позднего вендока превратился в огромный внутренний бассейн, где терригенное осадконакопление сочеталось с эвапоритовым.

## ГЛОБАЛЬНЫЕ КЛИМАТЫ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

Н.А.Ясаманов ( ВИМС, Москва )

Глобальные палеоклиматические реконструкции позволяют не только выявить новые и подтвердить известные общие закономерности развития внешних оболочек Земли, но и дают возможность установить особенности формирования и размещения гипергенных ползучих ископаемых и одновременно являются независимыми и объективными критериями при оценке достоверности различных геодинамических моделей.

Отличительной особенностью составленных глобальных палеоклиматических карт от соответствующих реконструкций Л.Б.Рухина, Н.М.Страхова, В.М.Синицына и др. является охват более узких временных интервалов и применение модифицированной методической основы. Целый ряд принципиально новых положений и выводов, особенно при обосновании палеоклиматических границ и климатической зональности для территорий Южной Америки, Африки и Австралии, получены в результате появления большого фактического материала в последнее десятилетие.

Характерными чертами методики палеоклиматического анализа является применение не только пород-индикаторов климата, но и, главным образом, литогенетических формаций, растительных ассоциаций и фаунистических комплексов, а также палеотермометрических данных. Последние определены изотопным, магнезиальным и стронциевым методами по остаткам раковин морских нормально-соленых и пресноводных моллюсков.

Для различных эпох мезозоя и кайнозоя по палеотермометрическим данным, по коэффициентам термофильности растительного покрова и особенностям морской и наземной фауны определены среднегодовые температуры земной поверхности и средние температуры наиболее холодного и жаркого периодов времени. По коэффициентам ксерофильности растительного покрова, особенностям осадконакопления, выветривания и денудации определены характер увлажнения и степень распределения атмосферных осадков в течение года.

По характеру термического режима выделены экваториальные, тропические, субтропические и умеренные пояса. Последние иногда удается подразделить на умеренно-теплую и умеренно-холодную зоны. По общему количеству атмосферных осадков и степени их распре-

деления в течение года, выделяются сектора равномерно-влажного, переменнo-влажного и аридного типов климата.

На протяжении последних 200 млн. лет развития Земли в пределах современных континентов происходила дифференциация климатических условий и одновременно с этим изменялось простираение климатических поясов от субмеридионального к широтному. В течение большей части мезозойской эры отсутствовали показатели умеренного типа климата. Вместе с тем по всем палеоклиматическим показателям (тип осадочных образований, состав литогенетических формаций, состав растительного покрова и фаунистических комплексов и палеотермометрические данные) на фоне существования тропического или ослабленного тропического (квазитропического) климата устанавливается небольшое по продолжительности эпохи похолодания. Одно из таких похолоданий произошло в конце лейаса (поздний тоар-ранний аален), другое — в конце раннего мела (середины альбского века) и третье — в конце позднего мела (датский век). В периоды похолодания существенным образом изменялись процессы литогенеза и денудации и происходила перестройка органического мира. Именно в эти периоды произошло вымирание крупных групп морской и наземной фауны, появились принципиально новые формы и осуществилась замена одной растительной ассоциации совершенно иной.

Наиболее теплыми в кайнозойскую эру были палеоценовая и особенно эоценовая эпохи. В это время условия на значительной части континентов были близки к тропическим. В олигоцене появились первые признаки похолодания. В это время преобладающее значение приобрел континентальный тип климата. Это, а также все возрастающая разница между температурами экваториальных и полярных областей вызвала значительные изменения в циркуляции атмосферы. В конце олигоценовой эпохи началось оледенение Антарктиды. Несмотря на то, что температуры в миоценовую эпоху повысились, они все-таки были ниже, чем в эоцене. Новое понижение температуры в конце миоценовой эпохи и в начале плиоцена привело к развитию крупного материкового оледенения.

Выявленные качественные и особенно количественные изменения температурного режима земной поверхности хорошо согласуются с периодическими изменениями содержания углекислого газа в атмосфере. Причина изменения климата в мезозое и кайнозое заключается

не только в изменении концентрации углекислого газа, но и в изменении отражательной способности земной поверхности, особенно в соотношении площадей моря и суши.

#### МОБИЛЬНОСТЬ РЕЛЬЕФА ДНА БАССЕЙНОВ И ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ Т.А.Ястребова ( "Главтюменьгеология", Тюмень )

Реконструкция палеорельефов в определенные эпохи геологического прошлого имеет большое познавательное и практическое значение. Батиметрия древних морей и рельеф суши во многом определяют условия породообразования и формирования подземных ископаемых. Образование положительных форм рельефа поверхности Земли связано с восходящими движениями земной коры. В геократические эпохи истории Земли рельефообразующие движения периодически повторялись. Палеотектоническая активность структур имела большое значение в формировании аккумулятивных форм рельефа, обуславлившая в субмаринных условиях развитие береговых аккумулятивных форм типа баров, отмелей, кос и т.п.

При восстановлении геоморфологической истории необходимо применение актуалистического принципа реставрации. Детальным геоморфологическим анализом современного рельефа п-ва Пицунда и прилегающего к нему шельфа (Балабанов, Островский, 1979) установлена миграция форм рельефа дна бассейна вслед за береговой линией во время трансгрессивно-регрессивных фаз с амплитудами изменения уровня моря даже в первые десятки метров. Указанными авторами рассматривается литодинамика "регрессивных" валов и кос более древних генераций и интенсивность подрезания их более молодыми "трансгрессивными" вдольбереговыми валами в результате подводно-эрозионных процессов. Изучение параметров и форм настоящего рельефа, наблюдение за современными процессами осадконакопления позволяют правильно восстанавливать геоморфологические обстановки прошлых эпох. Структурно-палеогеографическими исследованиями выявляется унаследованность в развитии структурных элементов и их прямая выраженность в рельефах различных геологических уровней, которые могут быть использованы при изучении сложнопостроенных продуктивных толщ, например нефтегазоносных.

На территории Западно-Сибирской плиты выделяется два этажа нефтегазоносности, которые расчленяются на 30 комплексов трех типов (Геология нефти и газа Западной Сибири, 1975). Построенные схемы временных срезов по ряду поверхностей наглядно иллюстрируют, что особенности развития палеорельефа приводят к изменению литолого-фациального состава отложений. Различная морфология, мобильность и стабильность положения отдельных участков рельефа морского дна отражается на распределении по площади алевроито-песчаных осадков. С помощью схем-разрезов выявляются закономерности в размещении пластов-коллекторов.

В итоге, изучение геоморфологической выраженности структур дна бассейнов седиментации, получивших отражение в вещественном и гранулометрическом составе пород, позволяет более эффективно вести поисково-разведочные работы на нефть и газ, и далее конкретизировать место и глубину заложения эксплуатационных скважин.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПАРАГЕНЕЗИС  
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ В ФАНЕРОЗОЕ  
Л.Ф.Ажгиревич ( ИГиГ АН БССР, Минск )

В результате сравнительной оценки запасов горючих ископаемых и формационного анализа угленосных, сланценосных и нефтеносных комплексов выявлены некоторые закономерности размещения и парагенезис горючих ископаемых в фанерозе.

Запасы углей земного шара в палеозое и мезозое примерно одинаковы и равны соответственно 45,4 и 53,1%. Доля углей в кайнозойских осадочных породах составляет 1,5%. Эта закономерность распределения запасов углей по стратиграфическим комплексам сохраняется и для территории СССР, где запасы углей в палеозое и мезозое практически равны — соответственно 47,7 и 47,1%, в кайнозое — 5,2%. Основные запасы горючих сланцев (ГС) сосредоточены в породах палеозойского возраста и составляют 94,7%. На долю мезозойских и кайнозойских ГС приходится 0,6 и 4,7%. Абсолютное большинство ГС на территории СССР содержится также в породах палеозойского возраста (92,3%), запасы мезозойских (5,8%) и кайнозойских (1,9%) ГС незначительны. Планетарные запасы нефти распределены следующим образом: на палеозойские и кайнозойские осадочные комплексы падают примерно равные доли 36 и 40%, в то время как мезозойские осадочные комплексы заключают 22% всех запасов. Иная картина наблюдается в распределении запасов нефти в пределах СССР, где преобладающее количество запасов приходится на мезозойские (главным образом юрские и меловые) осадочные комплексы — 50,5%, значительная часть запасов заключена в породах палеозоя — 40,9%, а в кайнозойских отложениях сосредоточено всего 8,6% запасов. Основным газоносным комплексом на территории СССР является мезозойский, в котором содержится до 79,5% газа, в то время как на долю подстилающего комплекса (палеозойского) приходится 16,8%, перекрывающего (кайнозойского) — 3,5%.

Формационный анализ осадочных комплексов, включающих горю-

чие ископаемые, позволил выявить парагенезис различных групп горючих ископаемых и установить генетическую роль доманьковских (ДФ) и угленосных (УФ) формаций в генерации и аккумуляции углеводородов (УВ).

Наиболее отчетливо прослеживается генетическая связь ДФ, ГС и месторождений нефти в пределах платформы. Из шести эпох сланцакопления (вендско-кембрийская, ордовикско-силурийская, позднедевонско-раннекаменноугольная, пермская, юрская, палеогеновая) четыре связано с ДФ: вендско-кембрийская (Сибирская платформа), ордовикско-силурийская (Северо-Американская платформа), позднедевонско-раннекаменноугольная (Восточно-Европейская платформа), юрская (Западно-Сибирская плита, Африканская платформа).

С преобразованием органического вещества (ОВ) ДФ связано нефтеобразование в пределах платформы. Для территории СССР - это нефтеносные комплексы Сибирской платформы (венд-нижнекембрийский), Восточно-Европейской платформы (позднедевонский, каменноугольный и пермский) и Западно-Сибирской плиты (юрский).

Нередко отмечается парагенезис углей и ГС (месторождение Фушунь в палеогеновом комплексе Китая, Кендерликское, Ново-Дмитриевское и др. месторождения СССР), а также присутствие сапропелево-гумусовых и гумусово-сапропелевых углей в УФ Подмосковского, Львовско-Волынского, Иркутского и других бассейнов.

Очевидна генетическая связь ОВ УФ с нефте- и газообразованием, что отчетливо прослеживается при изучении продуктивных комплексов Сибирской платформы, где перспективный верхнепалеозойский комплекс образует мощную УФ, Западно-Сибирской и Туранской плит, в пределах которых продуктивные (юрский и меловой) комплексы связаны с УФ. Крупные и гигантские скопления газа ассоциируют с УФ.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА И СТРАТИФОРМНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

У.А.Асаналчиев, Т.Д.Джумалиев, И.Д.Турдунеев

(Политехнический ин-т, Фрунзе)

Эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования Тянь-Шаня от рифея до антропогена обусловлена циклически - направленными изменениями во времени и пространстве региональных формационных (тектонических, фациально-динамических, климатичес-

ких, петрофондных), локальных седиментационных факторов осадочно- и рудонакопления и постседиментационным эпигенезом пород в руд.

В рифее-палеозое действие этих факторов проявлено разнообразно, вследствие чего осадки и стратиформинные полезные ископаемые каждой структурно-формационной зоны Тянь-Шаня отличаются индивидуальными эволюционными особенностями. Конкретно по зонам они выражены такой вертикальной последовательностью смены комплексов литологических формаций и видов руд.

1. Каратау-Таласская зона: средне-верхнерифейский аридный миогеосинклинальный терригенно-карбонатный с залежами оловянно-свинцовых руд - вендский гумидный платформенно-авлакогенный карбонатно-терригенно-телепирокластический с проявлениями колчеданных руд - нижнекембрийско-среднеордовикский аридный терригенно-кремнисто-карбонатный срединного массива с желваковыми и пластовыми фосфоритами - девон-карбоновый аридный терригенно-карбонатный срединного массива.

2. Северо-Тяньшаньская зона: нижнерифейский и вендский гумидные платформенно-авлакогенные терригенно-карбонатные (местами в ассоциации с трапповыми вулканитами) с залежами железных и колчеданных руд - палеозойский аридный эвгеосинклинальный осадочно-вулканогенный с залежами полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и колчеданных руд.

3. Каратау-Чаткало-Нарынская зона: нижнерифейский и вендский гумидные платформенно-авлакогенные карбонатно-терригенный и карбонатно-гиллоидный (местами в ассоциации с трапповыми вулканитами) с залежами железных руд - нижнекембрийско-верхнеордовикский аридный кремнисто-карбонатно-терригенный с залежами ванадиевых, железо-марганцевых руд - девон-пермский аридный миогеосинклинальный терригенно-карбонатный с ртутно-полиметаллическими рудами и проявлениями благородных металлов.

4. Фергано-Кашкарская геосинклинальная система состоит из ряда эв- и миогеосинклинальных зон, выполненных сидурийско-пермскими аридными образованиями. Эвгеосинклинальные зоны выполнены комплексом осадочно-вулканогенных формаций с залежами полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и колчеданных руд с примесью ртути, сурьмы, висмута, благородных металлов, а миогеосинклинальные зоны - терригенно-карбонатным комплексом

формаций с залежами ртутных, сурьмяно-ртутных, ртутно-полиметаллических и медных руд.

Перечисленные комплексы литологических формаций каждой зоны по особенностям эволюции состава и металлогенической специализации в свою очередь расчленяются на целый ряд конкретных формаций.

В мезокайнозой эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования по всему Тянь-Шаню происходила по единому плану. В этом интервале времени фиксировались такие комплексы литологических формаций: юрский гумидный рифтовый лимнический угленосный - палеоген-нижнеантропогенный аридный континентальный рифтовый эвапорито-терригенный с залежами гипса, солей и россыпями некоторых элементов - антропогенный аридный терригенный и горных морен эпиплатформенных горных сооружений.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО (ОВ) "ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ" АТЛАНТИКИ И ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ  
Л.И.Боголюбова, П.П.Тимофеев ( ГИН АН СССР, Москва )

1. Широкое распространение в осадочном чехле океанов "черных сланцев" и их приуроченность в основном к меловому возрасту позволяет рассматривать эти отложения как закономерный глобальный этап в геологической истории океанической седиментации.
2. Особенностью вещественного состава "черных сланцев" является обогащенность их (до 33%) органическим веществом, петрографическое изучение которого позволило сформулировать принципы классификации его микрокомпонентов и построить саму классификацию.
3. В классификации выделены аллохтонные гумусовые и автохтонные сапропелевые микрокомпоненты, а также автохтонно-аллохтонные гумусово-сапропелевые и сапропелево-гумусовые. Аллохтонные гумусовые микрокомпоненты по месту возникновения подразделяются на две группы: аллотигенные и сингенные. Только сингенные гумусовые микрокомпоненты являются индикаторами стадии литогенеза осадков чехла океанов, в том числе и "черных сланцев", в то время как аллотигенные - характеризуют стадию литогенеза осадков на континенте. Сапропелевые микрокомпоненты являются типичными сингенными образованиями, которые представлены форменными элементами и "ос-

новой массой". В составе сапропелевых форменных элементов преобладают растительные организмы, которые авторами названы органосферы и предположительно отнесены к различным видам цист органодинофлагеллят.

4. ОВ "черных сланцев" по составу микрокомпонентов в целом представлено тремя типами: I - сапропелевый, II - смешанный, III - гумусовый. Гумусовый и смешанный типы ОВ характерны для зоны прибрежно-морской мелководной седиментации; существенно сапропелевый - для зоны более глубоководной и более удаленной от берега прибрежно-морской седиментации, а сапропелевый - для зоны морской относительно глубоководной седиментации. Следовательно, тип ОВ может служить индикатором палеогеографической обстановки формирования "черных сланцев" и, очевидно, морских и океанических осадков вообще. В целом в "черных сланцах" Атлантики и Тихого океана преобладают типы ОВ, палеогеографически соответствующие зонам прибрежно-морской мелководной и прибрежно-морской относительно глубоководной седиментации. Следовательно, "черные сланцы" являются, как правило, прибрежно-морскими образованиями.

5. ОВ "черных сланцев" находится на стадии диагенеза, в общей схеме литогенеза осадочных пород, или начального протокатагенеза, по шкале Н.Б.Вассоевича.

6. Следуя закономерности, открытой ранее на континентах, полученные данные по вещественному составу ОВ и его постседиментационной эволюции позволяют заключить, что "черные сланцы" с сапропелевым и смешанным составом ОВ являются потенциально нефтематеринскими толщами, а "черные сланцы" с гумусовым веществом могут быть отнесены к категории потенциально газоматеринских толщ.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССА ФОСФАТООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Г.В.Богомолов, В.А.Ермоленко, И.И.Урьев  
(ИГиГ АН БССР, БПИ, Минск)

Возрастающие масштабы потребления фосфоритов в СССР как сырья для минеральных удобрений предопределяют необходимость разработки теоретических и практических вопросов, обеспечиваю-

щих обоснованность поисковых критериев на фосфатное сырье, приуроченное к различным геотектоническим обстановкам и имеющее различный состав в результате эволюции процесса фосфатообразования во времени, влияния на исходные породы сложной совокупности постседиментационных преобразований и т.д.

Запад Русской плиты (Белорусско-Прибалтийский регион) является своеобразным геологическим полигоном с развитием фосфоритоносных формаций в различных возрастных частях платформенного чехла, что позволяет ставить и решать сложные вопросы эволюции генезиса фосфоритов, проследить черты различия и сходства в динамике процесса фосфатонакопления. Здесь представлены две разнотипные и наиболее характерные для древних платформ фосфоритоносные формации: зернисто-ракушечниковая и желваковая.

Образование зернисто-ракушечниковых фосфоритов Прибалтийского бассейна среднекембрийско-ордовикского возраста (Эстонская ССР, Ленинградская обл.) связано с расцветом беззамковых брахиопод-оболид. Створки оболид с первично-фосфатными раковинами накапливались в прибрежной зоне мелководного бассейна, ощущавшей влияние волноприбойной и штормовой деятельности. Сложная совокупность рудных залежей сформировалась поэтапно в условиях отступающего моря, эволюция режимов которого обусловила фациальную изменчивость пород по площади и в разрезе (фиксируется разнообразием состава продуктивной толщи, различием состава и сохранности фауны, дискретностью разреза и т.д.). Характер этой формации не укладывается в один из главных аспектов гипотезы фосфоритообразования А.В.Казакова—химическую садку фосфоритов. Здесь явно выступает связь между фосфоритсодержащими организмами и залежами фосфоритов—типичными биолитными породами. При этом образование фосфоритов произошло не в результате неблагоприятных условий для жизни организмов-концентраторов фосфора, а вследствие расцвета их биоценоза за счет естественного метаболизма его участников.

Желваковые фосфориты востока Белоруссии, запада Европейской части РСФСР и Украины в основном имеют мез-палеогеновый возраст, иногда перестроены во время наступания антропогенных льдов. Это типичные ритмически сложенные образования внутриконтинентального мелководного морского водоема платформенного типа со спокойной гидродинамической обстановкой, характеризующегося чередованием

трансгрессивных и регрессивных фаз. Фосфориты концентрируются в верхней части эпинеритовой зоны шельфа в области смещения вод суши с водами открытого моря. Характерными являются локальные переотложения осадков, неоднократный их перемыв, конкрецитообразование. На северо-востоке Белоруссии поставщиком в бассейн аккумуляции фосфатного материала, активно усваивавшегося планктоном, могла служить речная система пра-Сожа, что хорошо согласуется с биохимической концепцией фосфоритообразования Г.И.Бушинского.

Таким образом, для эволюционировавших во времени условий образования фосфоритовых слоев на западе Русской плиты характерна общая особенность — наличие приостановки в осадконакоплении и перемыв осадков. В образовании фосфоритовых формаций здесь наблюдается определенная стратиграфическая приуроченность, отражающая существование в истории Земли эпох, благоприятных для фосфатонакопления в крупных регионах. Причины этого явления еще недостаточно изучены. Полиформационное положение фосфоритов обусловлено, по-видимому, возможностью образования фосфоритонесных формаций различными путями. В этом свете, несмотря на ограничения хемогенной гипотезы, вытекающие из рассмотренного материала, и недостаточную разработанность биохимической концепции (неопределенность условий зарождения и развития фосфатной фауны, связью с другими осадочными фациями), требуется доработка ряда их теоретических положений с целью создания единой научно обоснованной теории фосфоритонакопления, которая будет иметь большое народнохозяйственное значение в связи с обоснованным прогнозированием промышленных залежей фосфоритовых руд.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Б.С.Войко, Ш. Жураев (Среднеазиатская ОМП ВНИИГеолнеруд, Ташкент)

I. Фосфатонакопление в фанерозое на территории Средней Азии происходило постоянно и было связано с морской седиментацией в зоне апвеллинга, имевшем место в северной окраине палеоокеана Тетис, располагавшегося в тропических (венд-кембрий) и субтропических (мел-палеоген) палеоширотах. Однако в отдельные перио-

ды оно интенсифицировалось, что привело к образованию значительных скоплений фосфоритов (Каратау, Кызылкум).

2. Интенсивность фосфатонакопления резко возрастала на рубеже эр: протерозойской и палеозойской, мезозойской и кайнозойской. На рубеже палеозойской и мезозойской эр в Средней Азии существовали преимущественно континентальные условия. Однако и в это время на южном борту палеоокеана Тетис (в Ливии) формировались фосфориты, а в Северной Америке (Скалистые горы) образовались мощные их скопления (формация Фосфория), что свидетельствует о всеобщности интенсификации фосфатонакопления на рубеже эр.

3. Интенсивному фосфатонакоплению предшествовало мощное корообразование на суше, а сопутствовали: аридизация климата, зухканиям на суше и под водой в геосинклинали Тетис, резкие изменения в органическом мире. При этом эволюция последнего в эпохи фосфатонакопления характеризовалась вышним расцветом и катастрофическим исчезновением одних видов организмов и появлением новых.

4. Фосфатонакопление резко возрастало в тех случаях, когда нормально-морская седиментация, сопровождавшаяся некомпенсированным прогибанием с сероводородным заражением, в сторону палеоконтинентов или крупных срединных массивов замещалась эвапоритовой. При этом в наиболее мористой части эпиконтинентальных морей Среднеазиатской части палеоокеана Тетис формировались битуминозные осадки, представителями которых в палеозойских отложениях Средней Азии являются ванадиеносные углеродисто-кремнистые сланцы, а в мезозойских и кайнозойских – битуминозные глины и горючие сланцы, повсеместно содержащие диагенетические фосфатные образования – желваки и конкреции.

5. Тип фосфатных образований эволюционировал в зависимости от общей эволюции геологических процессов в Средней Азии, состава атмосферы, солености морских вод и развития органического мира, что обусловило накопление в кембрии преимущественно оолитово-микрочернистых (Каратау), а в мелу и палеогене – зернистых (Кызылкум, Ферганская и Таджикская депрессии) фосфоритов. Образование желваковых фосфоритов в виде более или менее значительных скоплений отмечается постоянно во всех типах мелководных нормально-морских осадков фанерозоя, где они обычно ассоциируют с глауконитом.

6. Помимо основных промышленных типов фосфоритов (микрoзернистых, зернистых и желваковых) в фанерозое на территории Средней Азии в ограниченных масштабах формировались фосфориты коры выветривания, синхронные известным здесь бокситам карбонатового и пермо-триасового возраста. С вторичными фосфоритами ассоциируют проявления бирюза. Исходя из характера палеогеографического развития некоторых районов Средней Азии в эоцене и миоцене и на основе анализа происходивших в эти эпохи процессов фосфатонакопления, нами предполагается наличие в этом регионе фосфоритов сложного генезиса, по своему типу близких хорошо известным миоценовым фосфоритам из формации Бсун Вели (Флорида).

7. Образование крупных скоплений фосфоритов в фанерозое в пределах палеоканона Тетис нами связывается с эпохами мощного биогенного карбонатакопления, происходившего преимущественно за счет гибели планктонных организмов и с последующей фосфатизацией пелитоморфных известковых осадков на окислительно-восстановительном геохимическом барьере, вследствие подтока или выжимания богатых фосфором вод из восстановительной зоны в окислительную.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г.Н.Бровнов, А.К.Мирошников (Красноярское отделение СНИИГТИМС)

Стратиформные полиметаллические месторождения в своем подавляющем большинстве являются подлинными образованиями, обязанными взаимодействию экзогенных процессов (и их продуктов - отложений) и гидротермальных систем. Их формирование во многих случаях не зависело от климатических условий эпох; исключения наблюдаются главным образом среди месторождений платформ и краевых прогибов.

Обстановки формирования большинства стратиформных месторождений в деталях изучены весьма слабо, поэтому анализ их эволюции возможен пока только на уровне рассмотрения изменений во времени тектонической позиции, состава руд и рудоносных породных ассоциаций - общих индикаторов обстановок. Стратиформные рудные тела различного состава (цинковые, медно-цинковые, медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые и существенно свинцовые) обладают

широким спектром породных связей при ведущей роли вулканогенной, терригенно-сланцевой (часто черносланцевой) и карбонатной рудоносных породных ассоциаций, а также их сочетаний. Вулканогенные и терригенно-сланцевые ассоциации чаще всего вмещают сплошные колчеданные разности руд, карбонатные — прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые, свинцовые; эта особенность является одной из наиболее консервативных. Все рудоносные породные ассоциации были образованы в бассейновых условиях. Месторождения, залегающие в вулканогенно-осадочных формациях, практически всегда тяготеют к районам развития дифференцированных вулканитов.

Эволюция стратиформного полиметаллического оруденения является отражением общих необратимых изменений геологических процессов, предопределивших становление и развитие земной коры в целом, осадочной оболочки и слагающих ее формаций. С течением геологического времени усложнялся и дифференцировался состав стратиформных полиметаллических руд, возрастала гетерогенность обстановок формирования месторождений, а на фанерозойском этапе также снижалась роль стратиформных руд за счет других типов месторождений полиметаллов.

Стратиформные полиметаллические месторождения с возрастом древнее 2700–3000 млн. лет неизвестны. Первые достаточно крупные рудные концентрации рассматриваемого типа связаны с зеленокаменными поясами позднеархейских протогеосинклиналей и представлены колчеданными цинковыми и медно-цинковыми месторождениями (Квемонт, Маттагамы-Лейк, Норанда и др. на Канадском щите). Колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые) месторождения (зачастую уникальные по масштабам) появились в среднем протерозое; они связаны с двумя ведущими рудоносными породными ассоциациями геосинклиналей: вулканогенно-терригенно-сланцевой (Брокен-Хилл, Австралия; Салливан, Кер-д'Ален) и вулканогенно-карбонатно-черносланцевой (Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер, Холоднииское). Стратиформные месторождения свинцово-цинкового состава в карбонатных формациях известны с конца позднего докембрия, встречаются среди отложений миегеосинклиналей, краевых прогибов и в чехле древних платформ; они не обнаруживают видимой связи с вулканизмом (Балмат, имени Барвинского, Сардана). Имеющаяся информация позволяет говорить о докемб-

рийском эволюционном метаряде дифференциации стратиформных полиметаллических месторождений.

Тенденция докембрийского эволюционного метаряда описывается в фанерозойских геотектонических циклах. Колчеданные медно-цинковые месторождения фанерозой продолжают тяготеть ко времени и месту проявления начального базальтоидного магматизма-вулканизма эвгеосинклинальных зон, колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые) — к последующему этапу, характеризующемуся часто накоплением углеродистых толщ в геосинклинальных областях и прилегающих участках платформы. Свинцово-цинковые стратиформные месторождения в карбонатных толщах обычно связаны с этапами завершения формирования геосинклинально-складчатых систем, их стабилизации, и размещаются преимущественно в породах чехла древних и молодых платформ.

Наряду с элементами повторения малых эволюционных ветков отчетливо проявляется необратимая эволюция обстановок формирования стратиформных месторождений (большая эволюционная спираль), выражающаяся в изменении масштабов проявления типов оруденения во времени. Так, главная масса стратиформных колчеданных цинковых и медно-цинковых руд приурочена к архейской эре и начальным этапам герцинского цикла, колчеданно-полиметаллических — к среднему протерозою и середине герцинского цикла (девону-карбону), свинцово-цинковых в карбонатных породах — ко второй половине каледонского и герцинского циклов. На альпийском этапе резко возрастает значение эндогенных месторождений.

Особенно четко необратимое изменение обстановок формирования стратиформных полиметаллических месторождений в истории Земли проявляется в эволюции изотопного состава их свинца и серы. Только древние стратиформные полиметаллические месторождения (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Балнат) имеют нормальный свинец одностадийной эволюции. Более поздние месторождения характеризуются аномальными свинцами, обогащенными радиогенной составляющей и отличающимися многостадийной эволюцией состава. С течением времени возрастает также гетерогенность изотопного состава серы, причем первое резкое усложнение произошло уже в протерозое с появлением сульфатредуцирующих бактерий. Эти данные позволяют допускать участие мантийного источника руд только для ранних докембрийских стратиформных полиметаллических месторождений.

ЦЕОЛИТОНОСНОСТЬ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ  
А.В.Ван, Р.Г.Матухин ( СНИИГГИМС, Новосибирск )

Природные цеолиты являются одним из важнейших новых видов минерального сырья, все возрастающий интерес к которому обусловлен исключительно широкими перспективами использования в народном хозяйстве. Велика их роль также как индикаторов соответствующих обстановок осадконакопления. Этим объясняется исключительное внимание, обращенное на данные образования в последние годы как в нашей стране, так и за рубежом.

В Сибири цеолиты широко распространены в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различных структурно-фациальных зон. Выделяются четыре основных сменяющих друг друга во времени генетических типа цеолитоносных отложений.

Наибольшее распространение цеолитов, представляющих промышленный интерес, установлено на западной окраине Вилуйской синеклизы, где они приурочены к красноцветным соленосным и сульфатоносным отложениям, относящимся к наиболее важному в промышленном отношении вулканогенно-осадочному типу. Цеолитовые породы представлены анальцимизированными, гейландитизированными и клиноптилолитизированными туфами. К этому же типу относятся цеолитоносные отложения нижнего карбона Минусинского и Тувинского прогибов с аналогичной минерализацией.

Второй генетический тип, представленный континентальными угленосными отложениями верхнего палеозоя, включающими цеолитизированные шлаковые и кристаллокластические туфы андезитовых порфиритов, распространен в Тунгусской синеклизе и Кузнецком прогибе. Цеолиты - натролит, ломонтит и анальцим - отмечаются преимущественно в виде поровых выделений.

Далее цеолитоносные образования прослеживаются в континентальных пестроцветных вулканогенно-обломочных отложениях триаса. Представлены они цеолитизированными туфобрекчиями и туфами базальтового состава, распространенными в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Ангары, а также входящими в состав трапповой формации Кузнецкого прогиба. Отмечается широкое разнообразие минеральных видов цеолитов.

Четвертый генетический тип выделяется в составе мезозойско-палеогеновых опоковых и опоквидных отложений Западно-Сибирской

плиты, включающих проявления морденита, гейландита и других цеолитов (Казанский, 1963 и др.), подобных кремнисто-меловым клиноптилолитовым формациям Русской платформы.

Таким образом, даже на современном уровне знаний можно говорить о весьма широком распространении в фанерозое Сибири различных генетических типов цеолитов. Дальнейшее специальное изучение данной проблемы позволит выявить временные и пространственные закономерности их локализации, что определит не только прогнозную оценку территории, но и направление поисковых работ с учетом максимального приближения к потребителям цеолитового сырья.

#### ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТООБРАЗОВАНИЯ В ДРЕВНИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Н.Б.Вассович, Н.В.Лопатин, Е.И.Тараненко  
(МГУ, ВНИИГТ, Ун-т дружбы народов, Москва)

Исследования многих ученых показали, что образование и накопление нефти в ОПБ имело место уже в протерозое (Вассович, 1970; Вассович, Гусева, Тараненко, 1973; Родионова, Сидоренко, 1973; Сидоренко, Св.Сидоренко, 1975; Еременко, Крылов, Голубева и др., 1976; Конторович, Трофимук, 1976; Дробот, Преснова, Андиферов и др., 1976; Наручев, Баженова, Ипатов и др., 1976; Лопатин, 1979; Работнов, Гуляева, Арефьев, 1979; Шпунт, Сороко, 1981; Hoering, 1967; Tissot, Welte, 1978; Hunt, 1979; Murray a., 1980 и другие).

Еще в архее с появлением оксигенного механизма фотосинтеза у прокариот, близких к некоторым из современных цианобактерий, биопродуктивность древних морей приближалась к нынешним ее значениям. Структурно-формационный анализ докембрийских отложений показал, что в  $PR_1$  появились обширные, длительно развивавшиеся платформенные области, а мощность ОПБ достигала 10-15 км. Литологический состав зон осадконакопления, по А.Б.Ронову (1980), отличался господством терригенных, главным образом глинистых отложений и слабым распространением - карбонатных. По D.Parling (1980), для протерозоя в период 2,7-1,0 млрд. лет были характерны тектоническая стабильность континентальной коры и накопление мощных осадочных толщ. В это время четко обозначилась тенденция к сокращению площади геосинклиналей и росту площади платформ. Примечательной особенностью  $PR_1$  и  $PR_2$  было интен-

сильное выделение радиогенного тепла в верхней мантии и, как следствие, более высокие значения геотермического градиента в ОПБ:

Как известно, нефтеобразование — полигенный и полихронный процесс, причем каждой стадии литогенеза, каждому этапу истории органического вещества (ОВ), или, по новой терминологии — седиментитов (СК) присущи свои масштабы и состав генерируемых углеводородов (УВ). Усиленное новообразование УВ, в первую очередь, низкомолекулярных, ряда  $C_2-C_{15}$ , и широкое распространение эмиграции микро нефти наступают только при достижении нефтематеринскими породами определенной глубины с критическими температурами  $90 \pm 25^\circ C$ . Этот ответственный период в становлении рассматриваемого процесса получил наименование главной фазы нефтеобразования, а теория, его объясняющая, — осадочно-миграционной.

В позднем архее, раннем и среднем протерозое в течение почти 2 млрд. лет существовали особенно благоприятные условия для образования и накопления нефти (Лопатин, 1979): а) высокая продуктивность прокариотической биоты; б) "благородный" алифатический (СК<sub>ал</sub>) тип захороняющейся некромы с большим нефтематеринским потенциалом; в) отсутствие трофических уровней в пелагиали и связанных с ними потерь массы СК; г) слабое развитие окислительных процессов; д) высокий, более чем на порядок выше современного, коэффициент фоссилизации СК; е) минимальный в истории биосферы расход ОВ в условиях восстановительного диagenеза и, очевидно, бедного мира сапрофитов; ж) формирование мощных (10–15 км) осадочных бассейнов с дифференцированным осадочным литогенезом; з) скоротечность онтогенеза нефти, обусловленного большей напряженностью теплового поля стратисферы.

Завершение  $PR_2$  и начало  $PR_3$  ознаменовалось появлением эукариот и возникновением многоклеточных с их безграничными возможностями для дифференциации жизни. Быстрое увеличение разнообразия биоакваценозов, появление дифференцированных пищевых цепей в пелагиали, окислительные условия в седименто- и диagenезе, расцвет сапрофитов привели в итоге к резкому уменьшению захороняющегося УВ (СК).

Итак, общая экологическая ситуация, в которой функционировал процесс нефтеобразования в докембрийских ОПБ, была благоприятной для формирования месторождений нефти, суммарные геологические

ресурсы которой за период протерозойского осадкообразования, по-видимому, значительно превосходили установленные в отложениях фанерозоя. Однако с позиций практики геологоразведочных работ важно отметить, что суть проблемы докембрийской нефти только в ее сохранности перед отрицательным, разрушающим влиянием геологического времени.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННЫХ РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В.В.Вировац ( САИГИМС, Ташкент )

На территории Средней Азии выявлены многочисленные экзогенные месторождения и проявления разнообразных полезных ископаемых: калийных солей, самородной серы, целестина, бокситов, фосфоритов, бирюз, бентонитов, палыгорскитовых глин, цеолитов, цветных металлов и др. Их размещение обусловлено особенностями геолого-тектонического строения региона и господством на определенных этапах его развития специфических палеогеографических и климатических условий. Здесь выделяется ряд структурных ярусов, каждый из которых подразделяется на несколько подъярусов по стадиям конкретного тектоно-магматического цикла.

В Тянь-Шане и на Памире преобладают образования каледонского и варисского ярусов, занимающие более 60% площади. Менее развиты породы киммеридо-альпийского, а затем - байкальского и добайкальского ярусов. Копет-Даг и Туранская платформа более чем на 90% сложены мезозойскими и кайнозойскими отложениями, остальные породы обнажаются здесь фрагментарно.

Распределение оруденения в ярусах и подъярусах неравномерно. Наибольшей относительной рудоносностью характеризуются варисский и киммеридо-альпийский ярусы, в которых заключено около 30 и 45% месторождений и проявлений полезных ископаемых соответственно. Каледонский ярус вмещает около 15% оруденения, а байкальский и добайкальский - не более 10%. В структурных подъярусах месторождения локализируются также неравномерно. Так, для киммеридо-альпийского яруса максимальная рудоносность отмечается в среднем, мелпалеогеновом подъярусе, в которому прмрочены разнообразные осадочные и стратиформные месторождения целестина, самород-

ной серы, фосфоритов, минеральных пигментов, бентонитовых и палыгорскитовых глин, каолинов, бокситов и др. Подавляющее большинство варисских месторождений локализуется в нижнем структурном подъярусе: это осадочные и вулканогенно-осадочные проявления бокситов, фосфоритов, полиметаллов, цеолитов, метаморфогенные проявления корунда, яшмы, андалузита, графита и др.

Одной из причин отмеченных особенностей распределения оруденения является формационный состав структурных ярусов и подъярусов. Выявлено, что некоторые геологические формации характеризуются определенной минерагенической специализацией, позволяющей рассматривать их в качестве потенциально рудоносных образований. Им обычно присущ определенный вещественно-генетический тип продуктивной минерализации, который сохраняется на протяжении одной или даже нескольких минерагенических эпох. Наибольшая рудонасыщенность отмечается для карбонатных, карбонатно-терригенных, карбонатно-галогенных и пелитово-терригенных формаций, менее рудоносны метаморфические и галогенные формации, а также коры выветривания. Невысокой продуктивностью в целом отличаются моассовая, шпировая, карбонатно-силицитовая формации.

Анализ размещения рудоносных формаций во времени подтверждает представления В.И.Смирнова, Д.В.Рундквиста, В.И.Попова и др. об усилении дифференциации земной коры в ходе ее необратимой геологической эволюции с возрастанием роли минеральных соединений, сложных элементов с высокими кларками концентраций. Это позволяет более обоснованно прогнозировать месторождения полезных ископаемых в благоприятных литолого-фациальных и структурных обстановках. Так, отдельные виды полезных ископаемых локализуются только в киммериде-альпийском ярусе (сера, целестин, калийные соли, монтмориллонитовые и палыгорскитовые глины, озокерит, глауконит и др.); другие - встречаются преимущественно в домезозойских ярусах (серный колчедан, полиметаллы, бирюза, яшма, графит и др.), а некоторые - являются "сквозными" и известны как в самых древних, так и молодых ярусах (фосфориты, боросиликаты, поваренная соль и др.).

В соответствии с выявленными закономерностями размещения и эволюции рудоносных формаций рекомендуется усилить геолого-поисковые работы на фосфориты, беложгущиеся бентониты, цеолиты,

кварцевое и полевошпатовое сырье в ряде районов Средней Азии. Представляется целесообразным включить в сферу исследований новые для региона перспективные типы месторождений: стратиформные метасоматические залежи плавленого шпата в карбонатных формациях, вулканогенно-осадочные бораты и цеолиты, рудоносные аркозовые песчаники.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕЗОЙСКОГО УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА  
Б.М.Власов ( ИГН АН КазССР, Алма-Ата )

Масштаб и характер палеозойского углеобразования и осадконакопления определялись палеотектоническими и палеогеографическими особенностями развития Казахстано-Северо-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива, занимавшего большую часть Центрального и Южного Казахстана, и сопряженных с ним Уральской, Южно-Тяньшаньской, Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской геосинклинальных систем. На территории срединного массива углеобразование происходило преимущественно в среднем палеозое в условиях полуплатформенного режима; в краевых его частях, смежных с активно развивавшимися в среднем и позднем палеозое геосинклинальными системами, углеобразование сопровождалось значительной тектоно-магматической активизацией. В Иртыш-Зайсанской области отчетливо проявилось позднепалеозойское углеобразование, синхронное орогенному этапу ее развития с резко дифференцированными амплитудными движениями и активной магматической деятельностью. Особенности тектонических режимов и палеогеографических обстановок в упомянутых структурных элементах Казахстана нашли отражение в литолого-фациальном составе, мощности и степени угленасыщенности палеозойских отложений, в катагенетических изменениях и качестве углей. Палеозойский цикл углеобразования начался накоплением на северо-востоке эпикаледонского массива прибрежно-морских карбонатно-терригенных и континентальных молассоидных отложений франского яруса, содержащих линзы и горизонты углистых пород до 4-10 м с пропластками высозольных углей.

В фаненско-раннекарбонный этап на эпикаледонском массиве

образовался квазиплатформенный чехол, состоящий из карбонатных образований фамена-турне и параличско-лимнических угленосных отложений визе-сарлухова. К последним приурочены основные каменноугольные бассейны и месторождения Казахстана-Карагандинский, Экибастузский, Тениз-Коржункульский, Чуйский и др. В составе угленосной формации (400-1300 м) преобладают алевролиты, песчаники и аргиллиты, заключающие пласты известняков, мергелей и до 5 угольных горизонтов сложного строения мощностью от 10 до 25-30, реже 60-80 и до 200 м в Экибастузском бассейне. В Карагандинском прогибе наблюдается расчленение угольных горизонтов на многочисленные пласты мощностью 0,5-4 м. В целом для субплатформенной угленосной формации характерны относительная выдержанность литолого-фациального состава по род, мощности и строения угольных пластов и горизонтов и средняя степень катагенеза углей (Ж, К, реже Г или ОС). В периферических частях Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и сопряженных зонах тектоно-магматической активизации отмечается более сложное и невыдержанное строение угленосной формации, появление в ее составе вулканитов, сокращение угленасыщенности, ухудшение качества углей и возрастание их катагенеза (до Т и ПА). В Иртыш-Зайсанской и внутренней части Джунгаро-Балхашской герцинских геосинклинальных системах накапливался в основном карбонатно-терригенный комплекс пород.

В позднем палеозое на эпицентральном массиве углеобразование продолжалось в Карагандинском прогибе, где формировалась лимническая угленосная формация. В других впадинах массива (Тенизская, Чу-Сарысуйская) накапливался континентальный синорогенный, преимущественно красноцветный, молассоидный комплекс пород. По периферии остаточной Джунгаро-Балхашской геосинклинали образовался верхнепалеозойский плутоногенно-вулканогенный Илийско-Прибалхашский пояс. В Иртыш-Зайсанской геосинклинали позднепалеозойский орогенез сопровождался значительным углеобразованием исключительно в континентальных условиях. Основные месторождения углей приурочены к угленосной молассе среднего-верхнего карбона мощностью 300-2000 м, развитой в узких приразломных прогибах и характеризующейся пестрым и невыдержанным литолого-фациальным составом пород и высокой степенью катагенеза углей (до Т и А). Пермская угленосная моласса выполняет

спокойные брахиформные структуры и отличается меньшим метаморфизмом угольных пластов (Д, Г и Ж).

## ЭВОЛЮЦИЯ КАУСТОБИОЛИТОВ В ИСТОРИИ ФАНОРОЗОЯ В.С.Вышемирский ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Автор собрал и статистически обработал данные по мировым разведанным запасам угля, нефти и газа, распределив их по 22-м стратиграфическим подразделениям (кембрий, ордовик, силур, триас и все отделы остальных систем фанерозоя), по 39-ти фациально-палеогеографическим обстановкам (степень мористости, литология, положение в осадочных циклах) и по шести типам геотектонических структур. Уголь образует резкие максимумы в верхней перми и нижнем мелу, нефть - в нижнем мелу и миоцене, газ - в нижней перми и в верхнем мелу. Наиболее резкий минимум угленакопления приходится на триас, а нефте- и газонакопления - на нижнюю юру.

Запасы угля, нефти и газа в стратиграфических подразделениях явно связаны между собой. Все коэффициенты корреляции положительные. Наиболее ярко выражена двойная линейная связь запасов угля с запасами нефти и с запасами газа (доверительная вероятность выше 99,9%). Начальные этапы фанерозоя обedнены всеми каустобиолитами. Если интервал от кембрия до среднего девона включительно составляет около 40% от продолжительности всего фанерозоя, то запасы нефти в этом интервале не достигают и 2% , газа - 3% мировых запасов, а уголь практически отсутствует.

Можно заключить, что факторы, обусловившие угленосность, в общем положительно отразились на нефтеносности и (особенно) газоносности. Развитие наземной флоры, превзошедшей по своей биомассе все другие комплексы живой природы, способствовало не только формированию торфяников, но и выносу огромных масс органического вещества в области субаквального осадконакопления и расцвету в них новых биоценозов, в частности бактериальных, игравших важную роль в образовании углеводородов.

Первые угли связаны, как известно, с псилофитами, а последующие максимумы угленакопления - с развитием споровосудистых растений, голосемянных и покрытосемянных. При этом изменя-

лись и типы углей, но не столько по валовому химическому составу, сколько по соотношениям между форменными элементами. Эволюция углеобразования, судя по корреляции запасов, косвенным образом отразилась на интенсивности нефте- и газообразования, но не нашла ясного отражения на составе глубоко преобразованного и усредненного процессами миграции вещества нефтей и газов. Однако по отдельным признакам (порфирины, стабильные изотопы и др.) эволюция в составе нефтей все же намечается.

Постепенное освоение растительными сообществами (и углями) внутриконтинентальных пространств согласуется с эволюцией фаций нефтеносных и газоносных толщ. В этих толщах прибрежные и континентальные фации начинают приобретать существенную роль только с нижней перми и более значительную - с нижнего мела. Вместе с тем, во все эпохи фации угле-, нефте-, и газонакопления существенно различались. Корреляционные связи между запасами нефти и газа в одноименных фациях по стратиграфическим подразделениям оказались незначительными, за исключением запасов нефти и газа в трансгрессивных сериях.

Распределение каустобиолитов по геоструктурам тоже существенно изменялось в истории фанерозоя. Угленакпление в промышленных масштабах во все эпохи происходило и в платформенных областях, и в геосинклинальных, а также в крайних прогибах и межгорных впадинах. Запасы по этим структурам распределялись в общем в соответствии с тектоническими циклами. Для запасов нефти и газа характерно перемещение во времени от внутриплатформенных впадин к геосинклинальным областям. Значительные скопления нефти и газа во внутриплатформенных впадинах известны от верхнего докембрия до миоцена, на стабильных шельфах - только с ордовика (нефть) и нижнего карбона (газ), на мобильных шельфах - с верхнего девона (нефть) и верхней юры (газ), в крайних прогибах и межгорных впадинах - в основном в конце мезозоя и в кайнозое.

Фациальные и геотектонические обстановки накопления каустобиолитов изменялись согласованно. Например, морские нефтеносные толщи связаны преимущественно с внутриплатформенными впадинами, прибрежные - с крайними впадинами платформ, переходные и континентальные - с межгорными впадинами и крайними прогибами.

ПЛАНКТОНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ФАНЕРОЗОЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ  
УСТОЙЧИВОСТИ СОДЕРЖАНИЯ В МОРСКОЙ ВОДЕ  
РЕДКИХ И РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Ф.Г.Гурари, В.М.Гавшин ( СНИИГТимС, ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск)

1. В разрезе фанерозоя на 10-12 стратиграфических уровнях известны доманикитные толщи сравнительно небольшой мощности (до 80-100 м), распространенные иногда на весьма обширных территориях (до I млн. кв.км.). Поскольку это - существенно автохтонные отложения, возникшие в итоге физико-химических и биологических процессов, протекавших в самом палеобассейне, при минимальном влиянии окружающей суши, они наиболее удобны для реконструкции условий седиментации.

2. Наиболее характерная черта доманикитов - высокое содержание сапропелевого планктоногенного органического вещества (5-40%). В минеральной составляющей пород в разных соотношениях обнаруживаются глинистые минералы (главным образом гидрослюда), преимущественно биогенный кремнезем и карбонаты. В доманикитах аридных зон карбонаты часто преобладают.

3. Доманикиты переполнены остатками радиолярий, кокколлитов, диатомей. В некоторых из этих толщ, как в куонамском горизонте Сибирской платформы или доманике Русской платформы, широко представлены остатки бентоса, в других отложениях локально встречаются лишь сильно обедненные комплексы, существовавшие при недостатке кислорода.

4. По совокупности литолого-геохимических и палеоэкологических критериев доманикиты определяются как отложения внутренних или краевых морей, сформировавшиеся в условиях крайне замедленной седиментации, в периоды тектонического покоя и компенсации, связанной с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана; это - отложения палеобассейнов нормальной солености, накопившиеся во впадинах морского дна, на глубинах от 200 м и более при температурных колебаниях от 10 до 20°C, в восстановительной среде, нередко в условиях сероводородного заражения.

5. В доманикитах, как правило, обнаруживаются резко повышенные относительно кларка содержания целого ряда микроэлементов, варьирующие в зависимости от распределения органического углерода. Это, прежде всего, молибден, уран, ванадий, мышьяк, никель,

цинк, медь, а также некоторые другие элементы, накапливающиеся преимущественно в слабо известковистых отложениях на органическом веществе коллоальгинитового типа.

6. По количеству молибдена, урана, никеля и меди, приходящему на единицу органического углерода, верхнеюрские доманикиты баженовской свиты и нижнекембрийские - куонамского горизонта вполне сопоставимы с верхнедевонскими черными сланцами Чаттануга и нижнекембрийскими кварцевыми сланцами Швеции, которые по своей литолого-геохимической характеристике также вполне отвечают понятию доманикиты. С другой стороны, такие же соотношения микроэлементов и органического углерода установлены для современных осадков Черного и Средиземного морей, и это обстоятельство можно рассматривать как указание на постоянство распределения микроэлементов между морской водой и планктоногенным органическим веществом на протяжении фанерозоя.

7. В сопоставлении с данными Г.Н.Багурина для замкнутых и полужамкнутых современных морских бассейнов устанавливается, что содержания урана в водах баженовского и куонамского бассейнов не отличались от его концентрации в современном океане.

8. В свете сложившихся представлений, некоторые микроэлементы активно извлекаются из растворов продуктами взаимодействия белкового и углеводного вещества (меланоидиновой реакции); существенную роль в накоплении меди, ванадия и никеля может играть образование хелатов с азотом в качестве донорного элемента. По-видимому, суммарная биологическая продукция современных и древних бассейнов, различаясь по таксономической принадлежности, была достаточно однородной по химическому составу органического вещества.

#### ИСТОРИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ОКЕАНЕ

Е.Г.Гурвич, Ю.А.Богданов, А.П.Лисицын (ИО АН СССР, Москва)

Рифтовые зоны океана, где формируется океанская кора, характеризуются широким развитием гидротермальных процессов, происходящих в результате циркуляции океанской воды (130-900 км<sup>3</sup> в год) в коре. Всесторонние исследования гидротермально измененных пород океанской коры, вмещающей и жильной сульфидной минерализа-

ции, массивных сульфидных тел, охр, железо-марганцевых и марганцевых корок, металлоносных осадков позволили установить источники рудного вещества и закономерности дифференциации химических элементов, приводящих при различных  $T, P, pH$ , в условиях среды к формированию всего многообразия продуктов подводной гидротермальной деятельности. Среди них на океанском дне наиболее распространена окисная фация металлоносных осадков — продукт низкотемпературной разгрузки рудоносных гидротермальных растворов. Частично гидротермы разгружаются в подповерхностных горизонтах океанской коры, где формируются высокотемпературная восстановленная фация массивных сульфидов. Таким образом, металлоносные осадки — это ореолы рассеяния вокруг выходов эндогенного вещества, часто индикатор массивных сульфидных руд в толще океанской коры.

Построены первые модели формирования гидротермально-осадочных образований, открывающие возможности для детального изучения вскрытых глубоководным бурением базальных горизонтов осадочной толщи, а также позволяющие реконструировать геодинамическую обстановку и фациальные условия в пределах срединговых хребтов прошлого. Анализ скоростей накопления рудных компонентов в древних металлоносных осадках позволяет установить их прямую связь со скоростями спрединга, что важно и для изучения гидротермальных систем древних срединговых хребтов, прогноза рудоносности океанской коры. Изучение древних металлоносных осадков позволяет решить и другие палеоокеанологические задачи — реконструировать положение климатических зон, а также оценить концентрации целого ряда химических элементов, растворенных в водах древнего океана, т.е. судить о химическом составе вод прошлого (по сорбированным гидроокисями Fe и Mn комплексам).

#### ЭВОЛЮЦИЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ СТРАТИФОРМНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО И МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

Ю.В.Давыдов, А.Л.Галимов, А.Г.Чиряев (ИГ ЯФ СО АН СССР, Якутск)

В пределах ЯАССР в последние годы выявлены многочисленные проявления медного и полиметаллического оруденения стратиформного типа. Первичные концентрации металлов в них независимо от источника (осадочного, гидротермального и т.д.) образовались на

ранних стадиях формирования отложений и тесно связаны с закономерностями и эволюцией осадочного процесса.

В настоящее время на территории Якутии зафиксировано более 170 объектов оруденения цветных металлов рассматриваемого типа, для которых наблюдается вполне определенная закономерность в распределении как по разрезу, так и по площади. Полиметаллическое и медное оруденение сконцентрировано в осадочных образованиях раннего и позднего протерозоя, кембрия, ордовика и среднего палеозоя. Наиболее продуктивными для медного оруденения являются красноцветные терригенные, карбонатно-глинистые и вулканогенно-осадочные формации раннего протерозоя, позднего кембрия-раннего ордовика и среднего палеозоя; для свинцового оруденения - терригенно-карбонатные и карбонатные формации рифея, венда-раннего кембрия и среднего палеозоя. Оруденение в отложениях одних и тех же возрастных уровней прослеживается на больших площадках, расположенных в пределах различных структурно-тектонических зон. Исходя из вышеизложенного, в геологической истории Якутии выделяется несколько металлогенических эпох развития полиметаллического и медного оруденения стратиформного типа: раннепротерозойская, позднепротерозойская, венд-раннекембрийская, среднекембрийская, позднекембрийско-ордовикская и среднепалеозойская.

Медная и свинцово-цинковая минерализация входит в состав осадочных формаций как некоторая их парагенетическая часть и вместе с ними закономерно подчиняется развитию определенных тектонических структур. На территории Якутии рассматриваемые проявления тяготеют к пограничным зонам крупных надпорядковых структур, формируясь в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях внешних зон складчатого обрамления Сибирской платформы, обрамления Колымского массива или окраин крупных платформенных структур. В восточном складчатом обрамлении платформы они расположены во внешней зоне Верхояно-Колымской системы (Верхоянский антиклинорий), а в южном - во внешней зоне Патомской складчатой системы (Патомская зона). В обрамлении Колымского массива рудопоявления встречаются в пределах Приколымского, Омuleвского (Момского), Тас-Хаяхтахского горст-антиклинориев. На платформе участки стратиформного оруденения тяготеют к ее южной окраине, а также к крыльям Анабарской и Алданской антеклиз.

Нами на территории Якутии выделяются 16 площадей стратиформного оруденения свинца, цинка и меди. На Сибирской платформе оконтурены Куонамская, Силигирская, Нюйская, Наманинская, Березовская, Угуйская и Олдонгсинская площади, в пределах которых выявлены проявления полиметаллов и меди в раннепротерозойских и ранне-среднепалеозойских отложениях. Во внешней зоне восточного складчатого обрамления платформы выделены Туорассиская, Ага-Куканская, Кыллахская и Сетте-Дабанская площади полиметаллического и медного оруденения в отложениях рифея, венда, нижнего кембрия и среднего палеозоя. Во внешней зоне южного складчатого обрамления платформы прогнозируются на поиски полиметаллов в отложениях рифея и венда Патомская и Уринская площади. В юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы оконтурены Каменская, Муостахская, Омулевская площади, содержащие медные и полиметаллические проявления в образованиях среднего палеозоя, а также Орокская площадь медного оруденения позднепротерозойского возраста.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ ВОЛЬФРАМА В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА (ПРИМОРЬЕ)

Т.А.Денисова ( ДВГИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток )

В результате геохимического изучения пород нижнекембрийской грубообломочной меркушевской свиты (юго-восток Ханкайского массива) микрохимическим методом с чувствительностью  $1 \cdot 10^{-4}$  с ли установлены повышенные концентрации вольфрама. Аномалии его обычно связываются с магматическими породами, и цель настоящего сообщения - обратить внимание на возможность его поисков в осадочных толщах.

В меркушевской свите (около 700 м) развиты преимущественно конгломераты с подчиненными гравелитами, песчаниками, алевролитами и известняками. Накопление этих отложений происходило в континентальных, прибрежно-морских и морских условиях, представляющих единый фациальный профиль по латерали. Наибольшее содержание вольфрама обнаружено в породах прибрежно-морского генезиса и приурочено к той части разреза, в которой уменьшаются размеры обломочного материала, появляются алевролиты и известняки и происходит час-

тая смена пород разного литологического типа. Наибольшая концентрация вольфрама (12 г/т) обнаружена в песчанниках, в которых содержание W растет от карбонатных разностей (от I до 12 г/т, среднее 4,6 г/т) через слюдясто-кварцево-карбонатные (от 2 до 11 г/т, среднее 5,7 г/т) к слюдясто-кварцевым (от 6 до 12 г/т, среднее 8 г/т).

В формационном отношении отложения слиты принадлежат к позднегеосинклинальной молассе, сформировавшейся в остаточном прогибе.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ  
КВАРЦЕВЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ РАЙОНА ТАРАГАЙ-ХАЯ (АЛДАНСКИЙ ШИТ)  
Ю.Н.Дерюгин ( ЦНИГРИ, Москва )

В западной части Алданского щита известен горизонт кварцитов и кварцево-галечных конгломератов, которые рассматриваются в качестве наиболее древних в разрезе нижнего докембрия Советского Союза. Конгломераты этого горизонта интересны как в общегеологическом, так и в поисковом плане. В геологическом строении района Тарагай-Хая принимают участие породы трогового комплекса нижнего протерозоя, представленные высокоглиноземистыми гнейсами и железистыми кварцитами, которые несогласно перекрываются кварцито-конгломератовой толщей, коррелируемой нижними горизонтами икабийской слиты удоканской серии нижнего протерозоя.

По существующим представлениям, породы икабийской слиты являются продуктом перемыва коры выветривания. Для отложений икабийской слиты намечается возрастание зрелости осадков на отрезке 150-200 км с запада на восток в ряду структур: Удоканский прогиб - район Тарагай-Хая - Нижне-Ханинская впадина.

В качестве критериев для определения среды образования конгломератов использовался показатель сортированности тяжелых кластогенных акцессорных минералов и степень окатанности галечного материала. Тяжелые минералы, представленные цирконом, гранатом, апатитом, рутилом и монацитом, имеют непрерывный узкий спектр размерности, что характерно для пляжных отложений. По степени окатанности галечного материала и соотношению степени окатанности с размером галек, проведенным по методике Сеймса ( Samev , 1966), предполагается прибрежно-морской генезис конгломератов.

Основными источниками сноса при формировании кварцито-конгломератовой толщи, определенными на основании идентификации состава галечного материала, псаммитовых компонентов и акцессорных минералов, служили прилегающие непосредственно к району Тарагай - Хая архейские кристаллические сланцы, а также гнейсы и железистые кварциты трогового комплекса, которые обнажаются в современном эрозионном срезе.

Выявленные источники сноса кварцито-конгломератов не содержат в больших количествах полезных тяжелых компонентов, в результате чего в конгломератах не образовывалось крупных и богатых залежей промышленных акцессориев.

#### ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Э.Я.Жовинский, А.И.Зарицкий, Л.Г.Ткачук  
(ИГФМ АН УССР, Мингео УССР, Киев)

Дифференциация и интеграция фтора в осадочных породах в значительной степени определяется процессами литогенеза. При гипергенезе происходит значительная потеря породами фтора. Процессы седиментогенеза и диагенеза наоборот способствуют накоплению его в осадках. При эпигенетическом преобразовании осадочных пород происходит либо потеря ими фтора, либо накопление, вплоть до промышленных концентраций (бахтынский тип руд).

Формирование рудопроявлений и месторождений происходит при эпигенетическом изменении осадочных пород вследствие фильтрации фторнесущих растворов и образования плавикового шпата на определенном геохимическом барьере (термодинамическом, литологическом и др.). При этом происходит и частичное перераспределение фтора, содержащегося в терригенных минералах осадочной породы (пироксены, амфиболы, фосфаты, слюды и др.). Наиболее частый процесс флюоритообразования - замещение цемента (кальцитового, кальцит-гидрослюдистого и других) первичного осадка.

Источником формирования фтороносных растворов могут быть терригенные и аутигенные минералы, а также вадозные, метаморфогенные и ювенильные воды.

На примере юго-запада Восточно-Европейской платформы рас-

смотрен неполный цикл флюоритообразования в осадочных формациях различных геоструктурных зон: тектоно-вулканической активизации, тектонической стабилизации и переходной. Основным источником фтора в зоне тектоно-вулканической активизации служат продукты вулканической деятельности. В двух других - воды глубинных гидрогеохимических зон. Закономерное увеличение содержания фтора с глубиной отмечено при изучении состава подземных вод в районах юго-запада Восточно-Европейской платформы при проведении специальных гидрогеологических зональных откачек.

Образование рудоносных растворов происходит по определенной схеме:

- вынос фтора при выветривании изверженных и метаморфических пород и его поступление в осадки и поверхностные воды;
- обогащение фтором осадочных пород за счет поверхностных и подземных вод, а также различных продуктов вулканической деятельности;
- погружение осадков на значительные глубины и потеря ими фтора с переходом его в метаморфизованные подземные воды.

Кроме того, рудоносные растворы могут обогащаться фтором также и за счет ивнильных источников, что подтверждается данными по изучению термобарогеохимии и реликтов предполагаемых первичных рудоносных растворов, а также приуроченностью рудоносных площадей к зонам влияния глубинных разломов.

Установленные закономерности распределения фтора в стратиграфическом разрезе позволяют выделить целый ряд эпох, в период которых происходит обогащение осадков фтором. При определенных физико-химических условиях среды в результате перераспределения фтора в осадке на стадии диагенеза может происходить образование фторидов типа раговкита. Однако дифференциация и интеграция фтора, вплоть до промышленных его концентраций, происходит преимущественно на этапах тектоно-вулканической активизации, когда поступают дополнительные количества фтора, способные формировать рудоносные растворы. В одной и той же осадочной толще может происходить многократное перераспределение фтора и флюоритообразования, в связи с чем на одном месторождении часто образуется флюорит нескольких генераций.

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕЗОЙСКОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ НА ДРЕВНЕЙ  
ПЕРИКОНТИНЕНТНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

А.К.Замаренов, Д.Л.Федоров ( ИВНИИГТ, Саратов )

На юго-востоке древней Восточно-Европейской платформы роль периконтинентной окраины в палеозое играла Прикаспийская впадина, через восточную и южную периферию которой осуществлялось сочленение платформы с варисскими геосинклинальными областями.

Эволюция палеозойского (докунгурского) осадконакопления в пределах указанной окраины во многом определялась особенностями тектонического развития как самого кратона, так и соседних геосинклиналей и носила довольно сложный характер.

После завершения авлакогенной стадии на площади периконтинентной окраины наступил перерыв в осадконакоплении, длительность которого в разных районах была различной.

На северо-востоке (Оренбургский участок) новый седиментационный этап достоверно зафиксирован в ордовике, а западнее (Саратовский и Волгоградский участки) - в силуре и раннем девоне, причем по характеру разреза можно констатировать усиление трансгрессии во времени с переходом от мелководного терригенного к морскому терригенно-карбонатному осадконакоплению. В центральных частях окраины и особенно в полосе, граничной с геосинклинальными областями, палеозойский этап осадконакопления начался еще раньше. Седиментация здесь, как и на всей окраине, проходила под контролем источников сноса, расположенных непосредственно в пределах кратона. На данном этапе формировались мелководные и морские терригенно-карбонатные и карбонатные формации; последние по ряду признаков есть основание прогнозировать и в центральных частях Прикаспийской впадины.

Со второй половины франского века для седиментационных бассейнов периконтинентной окраины характерно появление новых источников сноса и в соответствии с этим - развитие вдоль ее восточной и южной периферии терригенных формаций за счет перекомпенсации в соседних миогеосинклиналях. Не менее характерно возникновение на отдельных стадиях осадконакопления на краю кратона биогермных образований, связанных с крупными краевыми поднятиями. В целом преобладал карбонатный тип осадконакопления с

образованием морских карбонатных, терригенно-карбонатных и бассейновых кремнисто-глинисто-карбонатных формаций, однако на севере окраины в начальные стадии трансгрессий формировались терригенные мелководные формации.

Качественно новый этап осадконакопления на периконтинентной окраине связан с раннепермским орогенезом в сошедших геосинклиналях и соответствующим образованием на ее периферии краевых прогибов, обусловивших появление здесь молассовой формации. На этом этапе также четко обозначилась граница раннепермского карбонатного шельфа и в целом Прикаспийской впадины как области интенсивного прогибания и накопления на большей части ее территории бассейновых кремнисто-глинисто-карбонатных и кремнистых формаций.

В течение почти всей палеозойской эры восточные и южные опущенные крылья Восточно-Европейской платформы в седиментационном отношении составляли с Уральской геосинклиной, мезогеосинклиной Карпинского и Донецкой парагеосинклиной единую, крупную, хотя и значительно дифференцированную зону прогибания земной коры. Накопление, массовая генерация и эмиграция углеродородов происходила преимущественно на этой стадии развития осадочного чехла.

После "закрытия" геосинклиналей между предгорными прогибами, с одной стороны, и центральными опущенными районами Прикаспийской впадины - с другой, обособились крупные краевые поднятия платформы. На этом этапе происходит перераспределение УВ, образованных и скопившихся здесь на других этапах. В краевых ловушках формируются такие нефтегазовые месторождения как Астраханское, Тенгизское, Жанажольское, Кенкинякское и другие, надежно перекрытые нижней и верхней молассой с заключенной между ними галогенной формацией.

#### ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ФОСФОРИТОБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ю.Н.Завин ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Вопросы эволюции фосфоритообразования рассматривались рядом исследователей, и в настоящее время в качестве достоверных следует считать такие ее особенности, как неравномерность фос-

фосфоритообразования во времени, существование эпох повышенного фосфоритонакопления, резкая интенсификация процесса (главным образом в связи с развитием органической жизни) начиная с рифея и особенно в фанерозое, значительные мощности древнейших (архейских?) фосфоритосодержащих толщ при низком содержании фосфора, роль развивающихся океанов Тетис и Атлантического в формировании верхнемеловых и третичных фосфоритов этого региона, признание эндогенного источника фосфора и хемогенной его садки для некоторых древних фосфоритов, эволюция основных типов фосфоритов и др.

В настоящем сообщении проведена детализация эволюции типов фосфоритов в истории Земли, дан анализ палеогеографических обстановок фосфатонакопления в фанерозое и показана роль климатического фактора в эволюции фосфоритообразования.

Установимся на эволюции типов фосфоритов и отчасти - фосфоритоносных формаций применительно к конкретным этапам (эпохам) фосфоритообразования. Архей - бедная фосфатизация карбонатных пород в карбонатно-терригенных толщах. Нижний протерозой - появление фосфоритов в связи со строматолитовыми, джеспилитовыми и порфиристо-лептитовыми формациями (в последних - в виде алатита). Средний протерозой - появление фосфоритов конкреционного типа; здесь впервые отмечаются фосфориты, связанные не с хемогенными породами, а с мелководными терригенными. Рифей - появление новых типов фосфоритов и фосфоритоносных формаций, в том числе глауконитоносных. В фанерозое важнейшими типами фосфоритов явились пластовые микрозернистые (венд-нижний и средний (?) кембрий и пермь), желваковые (прослеживаются по всему фанерозою с наибольшим развитием в верхней пре-нижнем мелу и в верхнем мелу), зернистые (верхний мел-эоцен, миоцен-плиоцен). В ордовике развиты фосфатные раковины беззамковых брахиопод. При этом наблюдается совместная эволюция типов фосфоритов и фосфоритоносных бассейнов.

Эволюция палеогеографических обстановок морского фосфоритообразования может быть более уверенно прослежена начиная с фанерозоя. Для этого времени можно говорить о четырех типах морских обстановок фосфоритонакопления: 1. Внутриконтинентальный эпиконтинентальный бассейн, имеющий лишь отдаленную связь с океаном; 2. Эпиконтинентальный бассейн, предположительно примыка-

ющий к океаническому; 3. Эпиконтинентальное море или залив, прилегающий к океаническому бассейну, но не располагавшийся в области открытого шельфа; 4. Фосфоритонакопление в области открытого шельфа. Фосфоритоносные бассейны первого типа существовали в течение всего фанерозоя до палеогена включительно. С бассейнами этого типа связано широкое по площади, но невысокое по качеству фосфоритообразование, главным образом конкреционное. Фосфатоносные бассейны второго типа, характеризующиеся главным образом накоплением богатых пластовых микрозернистых фосфоритов, развивались от венда до нижнего и среднего (?) кембрия и в перми. Для них несомненна более тесная связь с океаническими бассейнами, чем для бассейнов первого типа, но характер этой связи не всегда ясен. Бассейны третьего типа широко развиты от верхнего мела до эоцена - плиоцена. Возможно, это до некоторой степени - молодые аналоги бассейнов второго типа. С ними связаны накопления зернистых фосфоритов. Таким образом, эволюция бассейнов фосфоритонакопления в фанерозое выражалась в завершении этого процесса в бассейнах первого типа - в палеогене (по крайней мере, в средних широтах), в бассейнах третьего типа - в миоцене-плиоцене.

Влияние климатического фактора на эволюцию фосфоритообразования рассматривается на примере верхнего мела-кайнозоя. Сделан вывод, что эпохи повышенного фосфоритонакопления (верхнемеловая-эоценовая и миоценовая) отвечают эпохам наиболее интенсивного развития процессов выветривания. При этом в кайнозое наблюдаются сходные черты эволюции морского и континентального (гипергенного) фосфоритогенеза, выражающиеся в тождестве или близости эпох фосфоритообразования, в снижении интенсивности этого процесса от верхнего мела - эоцена до четвертичного времени и в сужении областей морского и континентального фосфоритообразования за тот же временной интервал в сторону экватора.

#### О ПРЕИМУЩЕСТВЕННОМ ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУДОНОСНЫХ ТОЛЩ В НИЗКИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ШИРОТАХ А.М.Заседателёв ( ИЛСАН СССР, Москва )

Среди современных и третичных рудообразующих процессов особого внимания заслуживают процессы концентрирования рудных, в

том числе редких элементов в осадках при привносе их металлоносными подземными водами различного происхождения в бассейн седиментации. Эти процессы наиболее ярко проявляются в районах с активной вулканогенной деятельностью и вдоль глубинных региональных разломов, по которым происходит гидрогеологическая разгрузка подземных вод. Во многих случаях они тесно связаны с параметрами географической зональности и чаще всего реализуются в гидрогеологически изолированных мелководных бассейнах лагунного типа и в небольших континентальных водоемах и котловинах, находящихся в районах с жарким, преимущественно аридным и субаридным климатом.

Давно известно отложение таким путем железных и алюминиевых руд, накопление в осадках флюорита, меди, свинца с цинком, бора, вольфрама с оловом, ртути, мышьяка, сурьмы, золота и серебра, ряда редких элементов. Многие из таких месторождений разрабатываются и имеют немалое экономическое значение.

В отложениях более древних геологических периодов примеров проявлений подобных процессов рудообразования, за исключением руд железа, алюминия и марганца, немного, особенно для месторождений редких элементов, хотя нет никаких оснований уменьшать значение таких процессов рудообразования в прошлом, так как выходы металлоносных подземных вод в бассейны седиментации, очевидно, существовали во все периоды геологической жизни планеты.

Можно предполагать, что первоначально образованные на поверхности земной коры месторождения при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме изменяют свои структурно-минералогические и морфологические особенности так, что становятся неотличимыми от месторождений, по существующим классификациям относимых к эндогенным магматического и постмагматического происхождения.

Анализ размещения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ фанерозой, вмещающих магматические, скарновые и гидротермальные месторождения флюорита, свинца с цинком, олова с вольфрамом и некоторых редких элементов, на глобальных палеоклиматических картах фанерозоя выявляет хорошо выраженное преимущественное формирование рудосносных толщ, содержащих вышеназванные "эндогенные" месторождения, в низких палеогеографических широтах.

Подобный характер палеогеографического размещения может свидетельствовать о нахождении в фанерозойских отложениях значитель-

ного количества метаморфизованных первично осадочных и вулканогенно-осадочных, а также возникших при переотложении их рудного вещества метаморфогенных месторождений, поскольку связь с элементами географической зональности типична для экзогенных и не имеет удовлетворительного объяснения для эндогенных процессов.

Для докембрия сведений по рассматриваемому типу осадочного и вулканогенно-осадочного рудообразования, в частности по редкометалловому, почти не имеется, хотя основные геологические условия — выходы подземных металлонесных вод в бассейны осадкообразования и т.д. — для его развития несомненно существовали, а палеоклиматическая обстановка, эволюционировавшая к нашему времени от более высокотемпературной, несомненно, должна была способствовать формированию рудных концентраций.

## ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРИОДИЧНОСТЬ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ

А.В.Ильин ( ИЛСАН СССР, Москва )

Анализируя размещение фосфоритов во времени, нетрудно заметить, что а) достаточно крупные и практически интересные залежи этих пород с содержанием фосфата 50% и более встречаются лишь в фанерозое, но не в более древних отложениях; б) в пределах фанерозоя массовое фосфатонакопление происходило периодически, концентрируясь на отдельных сравнительно узких возрастных рубежах и оставляя "пустыми" другие, более обширные промежутки геологического времени.

На заре фанерозоя в результате предшествующей тектонической эволюции были впервые сформированы достаточно крупные жесткие континентальные блоки (плиты), обладавшие мощной сиалической корой, и разделяющие их обширные океаны, расчленявшиеся на глубоководные впадины и шельфовые моря. Такого рода дифференциацию следует считать необходимой тектонической предпосылкой для массового фосфатонакопления. Определенное значение имела и смена стиля тектоно-магматических движений, от энсиалических, рассредоточенных внутри континентальных плит в докембрии, к энсиматическим, сконцентрированным по континентальным окраинам в фанерозое, от рифтинга, не нарушавшего сплошности континенталь-

ной коры, к спредингу и сепарации континентальных блоков.

Рубеж докембрия и фанерозоя ознаменовался еще одним глобально выраженным событием — радиацией органического мира. С этим "биологическим взрывом" совпадает во времени первое в истории Земли массовое фосфатонакопление. Если исходить из того, что в сложной системе процессов фосфатонакопления организмы, вернее их остатки, являются тем необходимым звеном, с помощью которого обеспечиваются высокие, близкие к насыщенным, концентрации растворенного в морской воде фосфата, то высокую биологическую продуктивность следует считать другой обязательной предпосылкой.

Периодичность массового фосфатонакопления в фанерозое коррелируется с соответствующими изменениями состояния Мирового океана — его уровня, характера циркуляций, критической глубины карбонатонакопления, продуктивности и других параметров. Эти изменения могли существенно искажать "обычный" геохимический мегацикл фосфора. В частности, на начальных стадиях формирования океанических пространств зачастую образуются обширные впадины, в которых при слабых температурных градиентах и отсутствии циркуляции "одна и та же" масса воды в течение длительного геологического времени снабжается все новыми и новыми порциями фосфата, высвобождающегося при разложении протоплазмы и растворении скелетов организмов, что, естественно, приводит к многократному увеличению баланса фосфата, растворенного в придонных слоях воды. В этом состоит первый этап цикла фосфатонакопления. Второй — осуществляется в результате возникающей затем активной глубинной циркуляции, обуславливавшей вертикальное перемешивание глубинных и шельфовых вод и разгрузку вод от фосфата путем его ортохимической седиментации на границе вода-осадок.

Организмы, будучи потребителями фосфора, без которого невозможна их жизнедеятельность, не могут рассматриваться в качестве источников этого элемента, необходимого для образования фосфоритов. В эпохи массового фосфатонакопления большие массы фосфора оказываются вовлеченными одновременно как в процессы жизнедеятельности, концентрируясь в телах организмов, так и в образование фосфоритов. Для того, чтобы обеспечить то и другое необходимо какие-то внешние, скорее эндогенные, источники, отсутствие которых в докембрии и периодическое появление в фанерозое находит свое объяснение в эволюции магматизма, согласно теории тектоники плит.

## ОСОБЕННОСТИ ФОСФАТНАКОПЛЕНИЯ В МЕЗОЗОВ-КАЙНОЗОВ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТЕ .

М.И.Карпова, В.Н.Сидантьев, В.П.Крутиков (ВНИИгеолнеруд, Казань)

1. В пределах Русской платформы и Туранской плиты рудное фосфатонакопление происходило в широком стратиграфическом диапазоне — от кимериджа до палеогена включительно и характеризовалось различным типом и масштабом рудообразования. Наиболее интенсивно оно протекало на Русской платформе в волжское, берриас-валанжинское, сеноманское и сантон-кампанское время, на Туранской плите — в альб-сеноманское и эоценовое.

2. Залежи фосфоритовых руд связаны с глауконитово-терригенной и терригенно-карбонатной формациями.

Главными породными компонентами глауконитово-терригенной формации являются глины, алевролиты, пески и песчаники. Фосфоритовые серии в данной формации сложены преимущественно глауконит-кварцевыми песками, обнаруживающими по латерали и вертикали дальние фациальные переходы в глинистые, песчано-глинистые или мергельные породы.

В составе терригенно-карбонатной формации доминируют органогенные известняки и мергели. Подчиненное значение местами имеют доломиты и гипсы. Фосфоритовые серии состоят главным образом из известняков, мергелей и глин или доломитов, мергелей, песчаников и глин. По латерали они переходят в карбонатные, сульфатно-карбонатные или песчано-глинистые толщи, а в вертикальном разрезе повсеместно сменяются известковыми глинами.

3. Фосфатные образования в обеих формациях представлены в основном желваками и зернами. В глауконито-терригенной формации основным промышленным типом фосфатной минерализации является желваковый, в терригенно-карбонатной — зернистый.

4. Минералого-петрографические особенности фосфатных образований определяются составом материнских осадков. В глауконитово-терригенной формации как фосфатные желваки, так и зерна содержат включения кварца, глауконита и других минералов; в терригенно-карбонатной формации в фосфатных образованиях количество включений резко снижается и представлены они в основном кальцитом.

5. В обеих формациях постоянными минералами-спутниками фосфатов являются кальцит, кварц, пирит, гидротетит, монтмориллонит,

гидроксида. "Индикаторными" минералами, характерными только для глауконитово-терригенной формации, являются глауконит и сидерит, для терригенно-карбонатной - доломит и палыгорскит. Анализ особенностей их распределения по площади и разрезу показал, что в глауконитово-терригенной формации крупные залежи фосфоритов сосредоточены в терригенных породах с высоким содержанием глауконита и незначительным - кальцита; в терригенно-карбонатной - в породах с повышенным содержанием кальцита.

6. Фосфат кальция фосфоритов имеет фторкарбонатапатитовую природу. В желваковых фосфоритах Русской платформы он характеризуется относительно высоким содержанием изоморфной  $\text{CO}_3^{2-}$  и отсутствием  $\text{SO}_4^{2-}$ . В структуре фосфатного вещества фосфоритов Туранской плиты количество карбонат-иона снижается и появляется сульфат-ион, максимум которого наблюдается в эоценовых фосфоритах терригенно-карбонатной формации.

7. Рассмотренные особенности распределения в мезозое-кайнозое фосфатных осадков, специфика породных и минеральных ассоциаций в рудоносных формациях, кристаллохимические свойства самого фосфатного минерала и другие факторы дают основание предполагать, что формирование промышленных концентраций желваковых фосфоритов в терригенно-глауконитовой формации осуществлялось в мелководном морском бассейне при умеренных  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  и слегка повышенных pH в неустойчивой окислительно-восстановительной среде. Образование зернистых фосфоритов в терригенно-карбонатной формации происходило при более высоких значениях pH на фоне карбонатной седиментации при возросшей концентрации Ca, Mg и сульфат-иона в бассейне седиментации.

## ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ФАНЕРОЗОЯ

В.М.Китык ( ИГГИ АН УССР, Львов )

Скопления нефтяных углеводородов в осадочных толщах испытывают непрерывные изменения (эволюцию), которые остаются очень слабо изученными. Причиной этого является недостаточная разработанность методической основы подобных исследований. Нами предпринимается попытка решить эти вопросы методом сравнительного

анализа нефтегазоносных бассейнов.

При сравнении более 140 нефтегазоносных бассейнов фанерозоя, расположенных в пределах всех континентов и некоторых акваторий морей и океанов, прежде всего устанавливается различная интенсивность насыщения их углеводородами. По этому показателю бассейны можно расположить в непрерывный ряд, на одном конце которого будут находиться те из них, которые характеризуются большими удельными запасами углеводородов, значительными размерами залежей, высоким коэффициентом заполнения ловушек; противоположный конец этого ряда будет образовывать бассейны, в пределах которых имеются лишь следы существовавших в прошлом нефтяных залежей. Эти различия в значительной мере являются следствием неодинаковой эволюции нефтегазоносности отдельных бассейнов, обусловленной различными флюидоупорными свойствами пород и неодинаковой продолжительностью существования скоплений углеводородов.

Флюидоупорные свойства осадочных толщ определяются их литологическими и структурными особенностями. В этом плане мы изучали влияние эвапоритовых образований, главным образом соляных пород, на характер нефтегазоносности осадочных толщ. Установлено, что эвапоритовые осадки, благодаря их высоким флюидоупорным свойствам, играют очень важную, а в некоторых условиях решающую роль в сохранении скоплений углеводородов. Об этом, в частности, свидетельствует количественное распределение запасов нефти и газа. Так, из 140 упоминавшихся бассейнов половина относится к эвапоритовым и половина — к безэвапоритовым. В то же время 85–90% доказанных в них запасов нефти (из 100 млрд. тонн) связаны с эвапоритовыми и только 10–15% запасов — с безэвапоритовыми бассейнами; из 70 трилл. м<sup>3</sup> доказанных запасов газа 75–80% приурочено к эвапоритовым и 20–25% — к безэвапоритовым бассейнам. Следовательно, по меньшей мере 30–40% доказанных мировых запасов нефти и 25–30% запасов газа сохранились в недрах благодаря присутствию в нефтегазоносных бассейнах эвапоритов. Последние имеют решающее значение для предотвращения разрушения скоплений углеводородов в палеозойских отложениях, особенно в нижней их части, где, при отсутствии эвапоритов, залежей нефти или газа практически нет.

Из структурных особенностей нефтегазоносных бассейнов наибольшее значение имеют различные разрывные нарушения. При интенсивном

развитии последних создаются предпосылки для ускоренного рассеивания углеводородов и деградации их скоплений. Проявление этого фактора наблюдается как в масштабе целых бассейнов, так и в пределах отдельных их частей, вплоть до локальных структур.

Влияние фактора времени в наибольшей степени сказывается на условиях нефтегазоносности палеозойских отложений, в которых деградация скоплений углеводородов достигает больших масштабов.

Изучение влияния указанных факторов на характер нефтегазоносности отдельных территорий приводит к выводу, что нефтяные углеводороды появляются в нефтегазоносных бассейнах лишь на некотором этапе существования последних. Количество углеводородов в том или ином бассейне постепенно увеличивается и достигает своего максимума. На этом уровне оно на некоторое время стабилизируется. Затем начинается деградация нефтегазовых скоплений — рассеивание углеводородов и постепенное уменьшение их общих запасов, вплоть до их полного истощения. В этом развитии нефтегазоносности осадочных толщ можно выделить по меньшей мере три стадии — раннюю, зрелую и позднюю. Стадия, которой достиг в своем развитии тот или иной бассейн, определяется, с одной стороны, физическими, главным образом флюидоупорными свойствами слагающих бассейн пород и, с другой — возрастом нефтегазоносных толщ. Если геологические условия отдельных частей нефтегазоносного бассейна различны, то и эволюция его нефтегазоносности имеет дифференцированный характер.

ЭВОЛЮЦИЯ КАЛИЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ И ТИПОВ  
КАЛИЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПРОТЯЖЕНИИ ФАНОРОЗОЯ  
С.М.Кореневский ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

Представления об эволюции процессов соле- и калиенакопления уже публиковались в работах М.А.Жаркова, Ю.Ф.Кореннова, автора и ряда других геологов. Они связывались либо с изменением химического состава вод Мирового океана в фанерозое, либо с направленностью развития процессов метаморфизации раны солеродных бассейнов. Правильнее, однако, говорить о суммарном эффекте двух этих процессов. На протяжении фанерозоя направленная эволюция состава океанической воды дополнялась увеличением роли в балансе солерод-

ных бассейнов вод континентального стока и их сульфатности, а также возрастающим размывом ранее отложившихся сульфатов. Это особенно четко проявляется по материалам регионов, в которых представлены разновозрастные, многоярусно залегающие в разрезе галогенные формации.

В калиеносных бассейнах эта эволюция проявлялась в образовании, вплоть до пермского времени, калиеносных формаций только хлоридного типа. С пермского времени до кайнозоя наряду с ними накапливались калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа, а в кайнозойское время также калиеносные формации сульфатного типа. Такая направленность калиенасоления определяется столь же направленным развитием вышеуказанных процессов, в том числе и с разрастанием осадочной оболочки Земли и ее роли в формировании гидрохимического режима поверхностных и грунтовых вод.

С калиеносными формациями хлоридного типа (кембрия Восточной Сибири, девона Припятской впадины, ранней перми Предуралья и поздней юры Средней Азии) связаны месторождения сильвинитов и карналлитовой породы. В разрезе этих формаций значительна роль ангидритов и карбонатных пород. Подстилаются эти формации, как правило, карбонатными толщами.

Калиеносные формации сульфатно-хлоридного типа (ранней перми Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин, цехштейна Западной Европы) характерны наличием залежей сильвинитов, карналлитовой, бишофитовой, кизеритовой и полигалитовой пород, хартвальца, а также сравнительно маломощных пропластков каинитовой и лангбейнитовой пород. С ними часто связана бороносность. Подстилаются формации этого типа как карбонатными, так и терригенными толщами.

Сульфатные калиеносные формации (неогена Предкарпатского прогиба и Сицилии) представлены преимущественно залежами сульфатных калийных и магниевых солей — каинитовой, лангбейнитовой пород с кизеритом, полигалитом, сильвином и другими минералами. В зоне гипергенеза этих залежей образуются шенитовые, глазеритовые и мирабиллитовые "шляпы", а также горизонты целебных минеральных вод (Моршия, Трускавец). Характерна повышенная терригенность разреза формаций сульфатного типа, очень низкие его карбонато- и ангидритонасыщенности. Эти формации обычно подстилаются

терригенными толщами.

Литология калиеносных формаций таким образом определяется направленной эволюцией калиеносных бассейнов. Масштабы и разнообразие сопровождающей их минерализации увеличиваются от формаций хлоридного типа к сульфатно-хлоридному. В формациях сульфатного типа эта минерализация рассеивается из-за высокой их терригенности.

#### РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРСТОВЫХ ДЕПРЕССИЯХ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.И.Левин, М.П.Метелкина, Б.И.Прокопчук, И.Л.Шофман,  
Т.И.Осина ( ЦНИГРИ, Москва )

1. На севере Сибирской платформы в бассейне р.Анабар установлены многочисленные погребенные карстовые депрессии, развитые в карбонатных породах среднего кембрия. Они выполнены разнообразными по составу нижнемеловыми континентальными осадками: песками, песчаниками с углистой крошкой и линзами галечно-гравийного материала, глинами, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей. В пределах отдельных карстовых депрессий эти породы встречаются в различных сочетаниях, образуя четыре крупных литотипа: песчаный и глинистый (основные), глинисто-песчаный и песчано-глинистый (промежуточные).

2. В пространственном распределении указанных литотипов устанавливается определенная закономерность: в центральной части района концентрируются воронки, выполненные песчаным или глинисто-песчаным материалом, для которых характерно ритмичное переслаивание. Отдельные горизонты хорошо выделяются по смене окраски, степени обогащения углистым веществом или крупнообломочным материалом. В западной и восточной зонах, обрамляющих центральную часть, преобладают воронки, выполненные глинистыми, реже песчано-глинистыми осадками. Их разрезы монотонны, ритмичность выражена слабо. Установленная литологическая зональность обусловлена различными условиями осадконакопления. В центральной зоне, где активность среды аккумуляции была наибольшей, происходило накопление песчаных осадков в проточных озерно-аллювиальных бассейнах. На периферии в условиях застойных озерно-болотных водо-

емов откладывались существенно глинистые образования.

3. Различия в обстановке седиментации и динамике накопления осадков карстовых воронок, зафиксированные в особенностях их литологии, контролируются тектоническим фактором. Центральная зона приурочена к тектонически активному блоку карбонатного основания, в котором наиболее интенсивно проявилась трещиноватость разной ориентировки. Периферические зоны расположены в относительно опущенных блоках, где трещиноватость проявлена менее отчетливо. Разная тектоническая активность блоков находит отчетливое выражение в палеорельефе карбонатного субстрата.

4. Указанные тектонические блоки имеют древнее заложение и проявили себя еще в период кембрийского карбонатного осадконакопления. Наиболее мобильный центральный блок характеризуется гетерогенностью состава: массивные доломиты включают участки слоистых и глинистых доломитов и известняков. В пределах западного и восточного блоков развиты преимущественно однородные доломиты.

5. Блоковая структура, унаследованно развивающаяся в нижнемеловое время, определила не только разный состав осадков, выполняющих карстовые полости, но и форму, размеры, глубину и количество последних. В центральном блоке сосредоточено наибольшее число воронок, достигающих максимальной (до 100 м) глубины при значительных (500–700 м) размерах в поперечнике. Форма их в основном конусовидная и колодецеобразная. В западном и восточном блоках число воронок значительно меньше, глубина их редко превышает 30 м, размер их в поперечнике до 200 м, форма чаще всего блюдцеобразная.

6. Выделение различных структурно-литологических зон седиментации континентальных отложений в условиях карстового рельефа дает возможность прогнозировать площади распространения наиболее благоприятных для концентрации полезных компонентов литотипов карстовых депрессий.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТВЕРДОГО ОБ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

А.В.Македонов, И.Б.Волкова, А.Б.Гуревич, Н.В.Иванов,  
В.А.Котдуков, А.А.Семериков (ВСЕГПИ, Ленинград)

1. Эволюция состава и количества ОБ в форме твердых горючих ископаемых является важным элементом и фактором эволюции осадконакопления в истории Земли и парагенетически связана с пространственно-временным размещением других породных ассоциаций и полезных ископаемых. Закономерности этой эволюции, намеченные рядом исследователей, теперь могут быть существенно уточнены и дополнены.

2. Эволюция протекала по поступательно-циклическому закону, в соответствии с общей эволюцией осадконакопления и биосферы и общей направленностью биохимического развития Земли в сторону: 1) увеличения объема и энергии биосферы; 2) дифференциации состава, форм, локализации пластовых накоплений ОБ; 3) сокращения продолжительности крупных циклов при сохранении некоторых постоянных условий и структур (по крайней мере с начала фанерозоя), элементарных типоморфных циклитов и ассоциаций фаций.

3. Общими предпосылками максимальных концентраций были: 1) существование отчлененных водных бассейнов или участков дна с пониженной динамикой вод и связанных с ними прибрежных изменений; 2) наличие длительных (миллионы лет) фаз низкой энергии берегового и донного рельефа, малого приноса минерального вещества, совпадающих с фазами значительной энергии накопления растительной биомассы в бассейне или на его побережье.

4. В связи с этим выявляются оптимальные типы ландшафтов, благоприятных накоплениям ОБ гумидных и семигумидных климатических зон с дифференциацией условий образования различных типов твердых ОБ. Выделено десять главных стадий накопления ОБ — из них шесть в докембрии и четыре в фанерозое.

В ходе эволюции увеличивается, с некоторыми колебаниями, соотношение гумусовых и сапропелевых компонентов в ОБ — от 29% в палеозое, до 44% в мезозое и до 50% в кайнозое.

5. Стратиграфическое распределение угленосности характеризуется глобальной волнообразностью с региональными и зональными вариациями. Эпохи максимумов ( $P_{2-3}$ ,  $K_2$ ,  $P-N_1$ , затем  $C_2-C_3$  и  $P_I$ )

совпадают со средними и частично поздними, но не конечными фазами инверсионных и орогенных стадий крупных геотектонических циклов. Максимальное образование технологических углей связано с краевыми прогибами, мощных пластов угля с переходными зонами к платформам. Наблюдается общая тенденция к увеличению роли внутриконтинентальных фаций при сохранении преобладающей роли субпаралических. Концентрации сапропелевого вещества и связанных с ним горючих сланцев, возникшие в докембрии, позже частично совпадают с концентрациями углей и чаще им предшествуют или последуют с интервалами обычно не более эпохи. В отличие от углей горючие сланцы связаны и с семигумидным климатом. Оптимальные условия для их образования — с периодами тектонической стабилизации и крупных медленных трансгрессий. Максимумы сланценакопления  $D_3-C_1, P_2, P_2-P_3$ , затем  $C_{I-2}, O_{I-2}$ .

С эпохами концентраций твердых ОВ коррелируют эпохи концентраций руд железа, несколько предшествующие или последующие эпохам максимального углеобразования, руд марганца и алюминия. Наблюдаются ясные корреляции общих концентраций ОВ и большинства других экзогенных руд, в частности фосфора и некоторых цветных металлов, но в разных магнафациях.

#### ЭВОЛЮЦИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ГУМИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА И РУДОГЕНЕЗА

А.В.Македонов, А.Д.Петровский, Ю.А.Кривулина (ВСЕГЕИ, Ленинград)

1. Основопологающие в этом направлении работы Н.М.Страхова (1960—1962), В.М.Синицына и др. сейчас могут быть существенно дополнены. Вместо трех климатических типов литогенеза, по Н.М.Страхову, отчетливо выделяются по комплексам признаков шесть — гумидный, семигумидный, семиаридный, аридный, полярный (по И.Д.Данилову), ледовый и соответствующие типы формаций. Намечились и дальнейшие синхронные и диахронные зонально-стадийные подразделения в соответствии с закономерностями общей циклически-поступательной эволюции.

Уточнения применяющихся и выявление новых литологических критериев палеоклиматических групп опирается на а) дополнительные актуалистические наблюдения; б) прослеживания их изменений по го-

мологическим рядам литотипов, фаций и формаций в глубь истории Земли.

Более строгое разделение классификационных типов позволяет уточнить закономерности типизации формаций и вмещающих полезных ископаемых (например, экзогенные медные руды связаны именно с переходными семигумидными-семиаридными климатическими обстановками) и вместе с тем выявить систематику формаций внутри каждой палеоклиматической группы.

2. С гумидным литогенезом связаны основные промышленные концентрации руд алюминия, железа и марганца, твердых горючих полезных ископаемых, силикатного никеля, некоторых фосфоритов, россыпей тяжелых металлов, а также строительных песков и огнеупорных глин.

3. Основные запасы всех полезных ископаемых гумидных формаций (в уточненных границах), кроме углей, приурочены к гумидным платформам с дополнительными закономерностями распределения также по стадийно-зональному закону.

В пределах глобальных или надрегиональных стадий выделяются шесть приблизительно-синхронных или гомотаксальных зон между областью сноса и континентальным склоном, характеризующихся семейством формаций с определенными типами рудогенеза и парагенезисов руд. Признаки и конфигурация зон меняются в истории Земли, но общая схема зональности является, по-видимому, константной, по крайней мере с конца девона. Структуры зональности гумидных краевых прогибов и многоосинклиналей имеют черты сходства и отличия от зональности платформ.

4. Циклически-поступательная эволюция гумидного рудогенеза в фанерозое определяет следующие эпохи рудных концентраций: алюминия (по Б.М. Михайлову и др.) - конец протерозоя -  $D_1$ - $D_2$ ,  $D_3$ - $C_1$ ,  $K_2$ ,  $P_1$ - $Q$ ,  $P_2$ - $Q$ ; железа -  $D_2$ - $D_3$ ,  $C_1$ ,  $P$  (рассеянные сидеритовые руды)  $J_2$ - $J_3$ ,  $K_2$ - $N$ ; марганец -  $P_1$ ,  $P_2$ . Стратиграфические максимумы бокситообразования близки или несколько опережают максимумы железнакопления, а последние почти совпадают (в найнозое) с максимума  $Mn$  - образования, но в разных магнафациях. Пики максимумов разных руд обычно несколько не совпадают во времени, но с интервалом разрыва до эпохи, редко - больше.

5. Состав и типы древних руд закономерно менялись во времени и в пространстве. Выделены стадии и зоны преобладания сидерита, леп-

тохлоритов, окислов железа, смешанного состава в железных рудах, с общей тенденцией увеличения (с колебаниями) роли окисного железа в ходе историко-геологической эволюции. В современную эпоху разко преобладают (более 99% объема) окислы железа и марганца и почти отсутствуют преобладавшие в фанерозое руды железа смешанного состава, с участием или господством лептохлоритов, хотя есть сопоставимые фации рудопроявления. Закономерно эволюционирует связь железа с фосфором в сторону увеличения роли фосфатов.

6. Эволюция состава и стратиграфическое распределение связаны с эволюцией органического вещества и его пластовых концентраций, хотя пики максимумов несколько разделены во времени - с интервалом обычно до эпохи. Главный максимум угольного органического вещества совпадает с максимальной концентрацией сидеритообразования в перми, максимум лептохлоритовых руд несколько предшествует и частично синхронен второму максимуму углеобразования в карбоне, почти одновозрастен с максимумом образования горючих сланцев в юре.

#### ЭВОЛЮЦИЯ РУДОБРАЗОВАНИЯ РИФЕЙСКО-ПАЛЕЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОЙ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА

А.А.Макушин (Западно-Башкирская ГРЭ Мингео РСФСР, Уфа )

Сравнительный формационный анализ докембрийских комплексов Западно-Уральского региона и Сибирской платформы позволяет предположить, что в докембрии территория западного склона Урала, так же, как и области Туруханского поднятия, Енисейского кряжа, Восточных Саян, Байнало-Патомского нагорья и Юдомо-Майского района представляла собой окраину материка, основными палеотектоническими элементами которого являлись: 1) шельфовые структурно-фациальные зоны перикратонного прогиба и 2) области седиментации континентального склона, развивавшиеся как активная система окраинно-континентальных рифтов. Структурно-формационные зоны Западно-Уральского перикратонного прогиба и рифтогенной окраины материка сочленялись через краевой конседиментационное поднятие, на основе которого, со стороны континентального склона, была развита внешняя система рифтов с кислыми сериями вулканитов в основании

вулканогенных грабеновых комплексов. В сторону регионального погружения из разрезов вулканогенных комплексов внутренней системы рифтов кислые вулканиты выпадают, развитие получают преимущественно эффузивы основного состава и осадочные углеродсодержащие комплексы. Для структурно-фациальных зон перикратонного прогиба характерен континентальный тип разреза земной коры, для докембрийской рифтогенной окраины материка — переходный. Весьма примечательно, что после венд-раннепалеозойского рифтогенеза, в результате которого были сформулированы офиолитовые серии Уральской эвгеосинклинальной области, среднепалеозойские шельфовые зоны седиментации развивались на базе докембрийского перикратонного прогиба, а окраинные моря силур-среднедевонской эпохи — на основе докембрийской рифтогенной окраины материка. В развитии Западно-Уральского перикратонного прогиба и краевого поднятия выделяется четыре цикла (бурзянский, юрматинский, каратауский, венд-раннепалеозойский); в каждом цикле различаются три этапа (ранний, средний, поздний); в каждом этапе четыре последовательно сменяющих одна другую стадии развития (эмерсивная → регрессивная → инундационная → трансгрессивная; в конкретном разрезе стадиям соответствуют подсыты). С эмерсивными стадиями связывается формирование кор выветривания и коррелятных им продуктов (высокоглиноземистого сырья, железных и марганцевых руд); с регрессивными — формирование древних россыпей, баритовой и медной минерализации (для пестроцветных формаций); с инундационными — формирование черносланцевых формаций с их специфической металлогенией цветных и благородных металлов, сидеритовых комплексов и медной минерализацией (для пестроцветных формаций); с трансгрессивной стадией — формирование полиметаллов, сидеритов и др. Для внутренней рифтовой зоны континентального склона выделяется три цикла (макситовский —  $R_1-R_2$ , раннесуваянжский —  $R_{3-4}$ , позднесуваянжский —  $R_4$  —  $\cup$ ); в каждом цикле различаются этапы (ранний и поздний), а в этапах выделены стадии (начальная и завершающая). Для начальных стадий каждого этапа характерны терригенные комплексы фалахового типа, для завершающих — эффузивно-терригенные или сланцевые серии. К завершающим вулканогенно-осадочным сериям приурочено формирование колчеданно-полиметаллической, медной, марганцевой и др. минерализации.

В венд-раннепалеозойский этап тектоно-магматической активизации рудообразование сосредотачивалось преимущественно в системах рифейских конседиментационных глубинных разломов. В средне-палеозойских окраинно-материковых зонах седиментации (шельфе и континентальном склоне) для сидур-равнекаменноугольной эпохи распределение минеральных образований и их эволюционный ряд определялись: для шельфовых зон - эпохами корообразования, их длительностью и составом палеоводосборов, характером палеоструктуры и гидродинамическим режимом областей седиментации; для континентальных склонов - характером и типом вулканических эксталяций активных вулканических центров. Для верхнепалеозойского орогенного этапа с его специфическим аридным литогенезом тип минеральных образований зависел от гидрохимического режима приорогенных шельфовых лагун, состава палеоводосборов и стадии развития предгорного прогиба (к раннеорогенной стадии приурочены накопления - Р, мезорогенной - В, К, Mg, S, Sr, Mn ; позднеорогенной - Cu). Металлогеническая специализация рифейских и палеозойских формаций окраинно-материковых структур подчеркивает ее необратимую эволюцию, связь с типом разреза земной коры и стадией тектонического развития области рудообразования.

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАРГАНЦЕВОГО РУДНОГО ПРОЦЕССА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Г.А.Мачабели, Д.С.Сапожников, В.А.Соколова  
(КИМС, Тбилиси; ИГЕМ АН СССР и ГИН АН СССР, Москва)

Марганцевый рудный процесс протекал с разной интенсивностью на протяжении всей истории Земли.

Начальный этап развития Земли характеризовался своеобразной углекислотной атмосферой, которая постепенно обогащалась кислородом. Поверхностные воды с рН более низким, чем в фанерозое, способствовали активному выщелачиванию марганца из различных пород. В результате обогащения донных отложений марганцем происходило формирование залежей марганцевых руд.

В мезозойской и особенно в палеозойской эрах несколько активизировалось марганцевое рудообразование, обычно связанное с пост-

вулканическими процессами.

В течение периодов максимального проявления марганцевого оруденения, например даунского, образовывались месторождения, связанные с разными этапами развития земной коры. Наиболее крупные накопления руд приходится на переходные и заключительные стадии геосинклинального процесса.

В конце фанерозоя — в раннем олигоцене сформировались обособленные марганцеворудные провинции Причерноморья, а также Северного Зауралья и Закаспия. Это типичные осадочные месторождения, вопрос об источнике рудного вещества для которых является дискуссионным. Нижнеолигоценовые руды, не претерпевшие метаморфизма, уникальны как по своему качеству, так и по запасам.

Современное накопление марганца на дне пелагических частей океанов, в первую очередь Тихого и Индийского, привело к образованию и широкому распространению специфических железомарганцевых конкреций, ископаемые аналоги которых пока неизвестны. Особенностью их является, кроме того, присутствующая примесь некоторых малых и редких элементов.

На месторождениях, вне зависимости от их возраста и условий формирования, устанавливается близкий парагенезис минералов.

#### АНАЛИЗ РУДОНОСНОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ И РАННЕГО ПАЛЕЗОЯ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

С.М.Миртова ( Новокузнецкий пединститут )

В древних геосинклинальных толщах Кузнецкого Алатау установлено пять рудоносных уровней. Три из них несут комплексное фосфорит-сульфидно-марганцевое оруденение и приурочены к отложениям диабазовой и кремнисто-карбонатной формации рифея, а также андезит-базальтовой, карбонатно-кремнисто-вулканогенной и туфогенно-кремнисто-карбонатной формаций алданского яруса нижнего кембрия. Один уровень — фосфоритоносный. Он связан с отложениями венда и приурочен к кремнисто-доломитовой подформации карбонатной формации рифея-нижнего кембрия. Железоносный уровень фиксируется в отложениях диабазовой формации нижнего-среднего рифея.

Устанавливается тесная связь рудогенеза с вулканической деятельностью. Она выражается в приуроченности рудоносных горизон-

тов к вулканогенно-осадочным комплексам, постоянной примеси пирокластического материала средне-основного состава во вмещающих породах и рудах, тесной ассоциации их с кремнистыми породами и, зачастую, комплексном характере оруденения.

Формирование рудоносных пачек связано с ранними стадиями геосинклинального развития и отвечает проявлению поздне-байкальского (незавершенного) и раннекаледонского геосинклинальных циклов.

В разрезах раннегеосинклинальных отложений оруденение фиксируется дважды и приурочено к началу и концу циклов вулканической активности. При этом максимум рудонакопления связан с поствулканической гидротермальной деятельностью, а образование рудных концентраций возможно только при наличии длительных периодов "покоя", т.е. значительного ослабления вулканической активности.

В структурно-тектоническом плане рудоносные пачки приурочены в основном к краевым частям геосинклинальных прогибов и склонам или "шельфам" срединных массивов.

В пределах древних рудоносных уровней намечается закономерное смещение зон максимального рудонакопления в ряду колчеданно-железные-марганцевые руды-фосфориты из центральных частей геосинклинальных прогибов в область их обрамления, т.е. на склоны срединных массивов.

В процессе рудообразования в рудоносных уровнях с комплексным характером оруденения происходит разделение рудных компонентов, при этом характер вертикальной зональности аналогичен изменчивости по латерали.

Масштабы рудогенеза неравнозначны и во времени. Это особенно четко проявляется при анализе рудоносных уровней с комплексным характером оруденения. Максимум сульфидонакопления связан с основанием диабазовой формации нижнего-среднего рифея. Здесь, на фоне интенсивного сульфидообразования, процессы марганцево-и фосфатонакопления были подавлены. В среднем рифее, в связи с формированием кремнисто-карбонатной формации, эти три процесса проявились в равной мере и дали множество комплексных проявлений, не содержащих промышленных скоплений тех или иных руд. Основная марганцеворудная эпоха Кузнецкого Алатау - ранний кембрий, с отложениями которого связано Усинское месторождение и множество

проявлений марганцевых руд. С ними связаны также значительные скопления фосфоритов и колчеданных руд, однако процессы сульфидо- и фосфатонакопления по сравнению с марганцевым рудообразованием, проявились гораздо слабее. Максимум фосфатонакопления связан с отложениями венда.

## ПРИНЦИПАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ

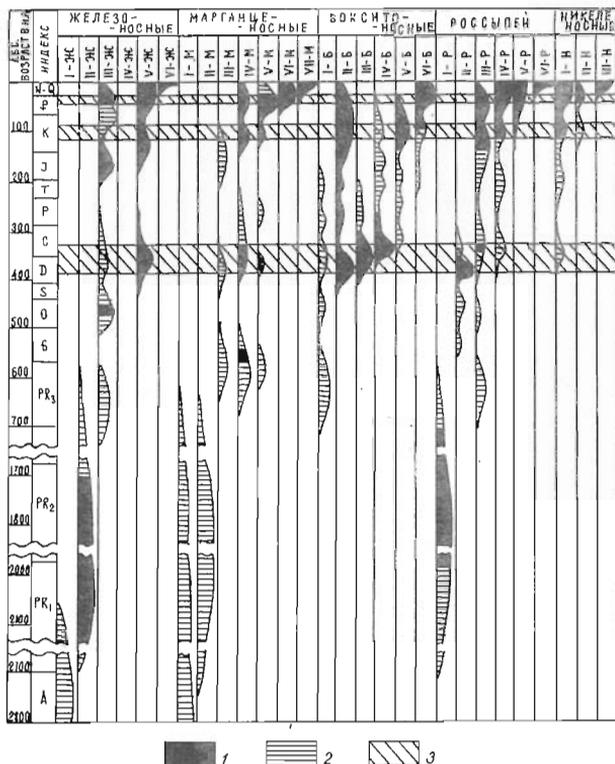
Б.М.Михайлов ( ВСЕГЕИ, Ленинград )

1. За последние годы в советской геологической литературе имеет место "...развитие нового научного направления - осадочной геологии докембрия и доказательство принципиального сходства экзогенных процессов в докембрии и фанерозе..." (А.В.Сидоренко, В.А.Теньков, 1976). Некритическое использование развиваемых идей при прогнозных и поисковых работах на различные виды полезных ископаемых, известных в фанерозе, но отсутствующих в докембрии, приводило (и приводит) к понижению общей эффективности металлогенических исследований (в частности, рекомендации на поиски в докембрии промышленных месторождений бокситов, силикатных руд никеля и кобальта, богатых руд железа, марганца и прочих полезных ископаемых, связанных с дифференциацией вещества в экзогенезе, при проверке приводят только к отрицательным результатам).

2. Отсутствие в докембрии экзогенных месторождений подавляющего большинства полезных ископаемых закономерно и связано, по нашему мнению, главным образом с чрезвычайно слабым развитием и принципиально иным характером процессов химического разложения и переноса вещества на континентах.

3. В геологической истории Земли отчетливо проявляется эволюция процессов рудообразования, обуславливающая, с одной стороны, последовательное увеличение количества экзогенных рудосносных формаций и, с другой стороны, пульсационно-прогрессивный рост запасов экзогенных полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли (рис.). В связи с этим использовать методы аналогии при прогнозных оценках докембрийских щитов весьма рискованно.

4. Для крупных районов мира могут быть выделены региональные эпохи рудообразования, характеризующиеся зарождением новых рудо-



### Эволюция экзогенного рудообразования в истории Земли

1. Формации, содержащие промышленные месторождения. 2. Формации, содержащие месторождения непромышленные, по современным требованиям. 3. Основные эпохи рудообразования на территории СССР.

Железосносные: I-ж - эффузивно-кремнистые, возможно метаморфогенные (железистых кварцитов); II-ж - известняково-сланцево-кремнистые (железистых кварцитов); III-ж - оолитовых руд; IV-ж - кремнисто-гематитовых сланцев; V-ж - элювиальных руд; VI-ж - магнетитовых россыпей. Марганцесносные: I-м - гондитовая с силикатными рудами; II-м - гондитовая с браунитовыми рудами; III-м - эффузивно-кремнистая; IV-м - кремнисто-карбонатная; V-м - терригенная; VI-м - кор выветривания; VII-м - океанических конкреций.

Бокситоносные: I-б - терригенно-карбонатная; II-б - карбонатная; III-б - сублатеритная; IV-б - терригенная пластовая; У-б - терригенная карстовая; VI - латеритная. Россыпей: I-р - металлоносных конгломератов; II-р - пролювиально-дельтовые; III-р - прибрежно-бассейновые; IV-р - элювиальные; У-р - аллювиальные; VI-р - океанических побережий. Никель-кобальтоносные: I-н - элювиальные; II-н - дельвиально-карстовые; III-н - океанических конкреций.

носных формаций и резкой интенсификацией процессов формирования месторождений полезных ископаемых. Наиболее крупными эпохами (рубежами) рудообразования для основных геологических структур СССР являются: средний-поздний девон - ранний карбон, поздний триас-ранняя юра, пограничные века раннего и позднего мела, олигоцен. К этим рудоносным эпохам относится формирование практически всех основных промышленных месторождений бокситов, богатых руд железа, марганца, силикатных руд никеля и кобальта, древних россыпей, каолинов и других экзогенных полезных ископаемых.

5. Анализ материалов по размещению экзогенных полезных ископаемых в осадочной оболочке Земли показывает, что наиболее бедны месторождениями отложения докембрия (особенно архея, раннего и среднего протерозоя). Более того, известные здесь месторождения обычно входят в состав специфических (докембрийских) рудоносных формаций, не встречающихся в фанерозое.

Представляется, что подбор данных о сходстве экзогенных процессов в докембрии и фанерозое имел свое прогрессивное значение. Новое научное направление в ряде случаев предлагает новые методы стратиграфического расчленения и корреляции докембрия, открывает новые пути к познанию ранних этапов истории Земли. Но на современном этапе развития геологической мысли значительно более перспективным для целей прогнозирования является путь поисков и оценки не сходства, а различий осадконакопления в докембрии и фанерозое, ибо различия определяют своеобразие осадочной металлогении докембрия и могут быть использованы в качестве прогнозных критериев при оценке древних структур.

О МЕТАЛЛОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ЧЕРНЫХ ГЛИН СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ  
В.В.Михина ( ВЭПИ, Москва )

Металлоносные отложения в меловых черных глинах обнаружены в керне скважины 386, пробуренной в 43-м рейсе "Гломара Челенджера" в депрессии базальтового фундамента у подножья Бермудской возвышенности.

Формация черных глин, залегающая здесь непосредственно на базальтах, сложена глинистыми, глинисто-алевритовыми и, в подчиненном количестве, кремнистыми породами. Характерной особенностью этих отложений является относительная обогащенность их органическим веществом (в отдельных прослоях до 10-16% органического углерода). Нижние слои глинистой толщи содержат повышенные количества железа (более 10%), а также марганца, никеля, кобальта, меди, напоминая металлоносные осадки Срединно-Океанских хребтов. В отличие от последних металлоносность черных глин сочетается с восстановительными условиями диагенеза, что привело к возникновению иных аутигенных минералов. Подвижное двухвалентное железо связано в сульфидах (пирит) и карбонатах (сидерит и манганосидерит); в породах, обогащенных марганцем, обнаружены родохрозит и манганокальцит. Очевидно, накопление железа и марганца происходило в карбонатных прослоях, представлявших собой первоначально известковые турбидиты.

В нижней части разреза развито интенсивное вторичное окремнение (халцедонизация) глин, переход смектита в гидрослюда, появляются прослои доломита, а на контакте с базальтами - гипс и свадонит. В базальтах наблюдаются гидротермальные кальцитовые прожилки с зонами околожилных изменений.

Высокое содержание металлов, а также характер вторичных преобразований пород нижней надбазальтовой пачки, свидетельствуют о воздействии поствулканических эксталяций или инфильтрации гидротерм в зоне высокой проницаемости. Примечательно, что металлоносные осадки обнаружены вне современной рифтовой зоны.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАРГАНЦЕРУДНОГО  
ПРОЦЕССА ОТ ПРОТЕРОЗОЯ К КАЙНОЗОЮ  
М.М.Мстиславский ( ВИМС Мингео СССР, Москва )

1. Отмечается (А.Б.Ронов) "сдвиг" марганцерудных накоплений из докембрийских геосинклиналей на платформы с увеличением количества локализованного металла в осадках к концу фанерозоя. Это фиксируется образованием крупнейших месторождений марганца в олигоценовых отложениях юга СССР, Болгарии и, по-видимому, других стран, где аналогичные объекты пока не обнаружены.

2. Олигоценовые месторождения марганца, локализованные в кайнозойском чехле на шите древней Восточно-Европейской платформы, на срединном массиве Закавказского микроконтинента внутри Альпийского складчатого пояса, а также в чехле эпипалеозойской Мизийско-Скифско-Туранской плиты, приурочены к узкому временному интервалу раннеолигоценовой марганцерудной металлогенической эпохи.

3. Возникновение такой контрастной эпохи не было связано ни с источниками металла на суше, ни с корами выветривания, ни с климатом. Вне традиционных представлений, обосновывается важнейшая роль рифтогенеза и океанизации регионов, на фоне которых в пределах разломно-консидиментационных сводов в осадках формировались месторождения марганца под влиянием рудоносных флюидов, отделившихся при дегазации мантии.

4. Все другие, среди известных, промышленно-марганцерудные эпохи: (средне) протерозойская, кембро-силурийская, девонская являются эпохами проявления рифтогенеза или эвгеосинклинального этапа развития складчатых областей. Собственно орогенные фазы формирования земной коры, по-видимому, следует считать мало-перспективными для возникновения крупных промышленных месторождений марганца.

5. Эволюция марганцерудного процесса во времени, от протерозоя к кайнозою, связана с уменьшением геосинклинальных областей и разрастанием площадей платформ как континентальных, так и океанических. Вулканогенно-осадочный марганцерудный процесс, связанный преимущественно с геосинклинальным типом коры, эволюционно сменяется эксгальпационно-осадочным или гидротермально-осадочным в областях с платформенным типом коры на этапах тафтогенеза.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ  
Л.Ф.Наркелин, В.С.Салихов, А.И.Трубачев  
( Политехнический ин-т, Чита )

Осадочное медное оруденение типа медистых песчаников и сланцев имеет широкое развитие в континентальном блоке земной коры и отмечается на различных стратиграфических уровнях: в отложениях раннего и позднего докембрия, а также во всех системах фанерозоя до неогена включительно.

Интенсивность проявления медного оруденения в геологической истории Земли была весьма неравномерной. Отмечено пять эпох меденакпления: первая - фиксируется в раннем докембрии (Удокан, формация Лоррен в Канаде и др.) и характерна для стадии кратонного развития Земли; вторая и третья эпохи меденакпления сформированы на континентальной стадии развития Земли и приурочены соответственно к отложениям позднего докембрия (Замбия-Заир, Аделаида, Игарский район, Восточная Якутия и др.) и позднего палеозоя (Джезказган, Мансфельд, Польша и др.). Четвертая (мезозойская) и пятая (палеоген-неогеновая) эпохи меденакпления сформированы в континентально-океаническую стадию развития земной коры и характеризуются значительно меньшими по масштабу концентрациями меди.

Наиболее крупная - позднедокембрийская эпоха меденакпления предопределена крупнейшими структурными преобразованиями, которые имели место на рубеже докембрия и кембрия и сопровождались заложением рифтогенных структур. По мере омоложения медного оруденения происходит рассеяние концентраций меди, связываемая, вероятно, со снижением энергетического потенциала Земли.

В истории развития медного оруденения в каждой эпохе устанавливается несколько взаимосвязанных этапов формирования: седиментогенез, диагенез, кататогенез (эпигенез), метаморфизм, роль, значение и соотношение которых испытывают тенденцию к закономерному изменению во времени.

Элементарный состав медных руд, начиная от докембрийских эпох до мезокайнозойских, испытывает направленную эволюцию от сравнительно простых форм к более сложным, что находит свое объяснение в специфике общего развития земной коры, изменении состава атмосферы и гидросферы и главное - вовлечением в сферу

геологической деятельности все более многообразных источников питания.

Минеральный состав руд в основной своей массе хотя и остается более устойчивым, тем не менее также подвергается историко-геологическим преобразованиям, связанным с изменением источников питания рудного материала во времени, с процессами различных катагенетически-метаморфических и контактовых преобразований.

Появление и формирование промышленных концентраций меди объясняется благоприятным сочетанием многих рудоконтролирующих факторов: геотектонических, климатических, палеогеографических, литологофациальных и некоторых других.

### ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК В НАКОПЛЕНИИ БОГАТЫХ САПРОПЕЛЕВЫМ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

С.Г.Неручев, В.М.Бекетов ( ВНИГРИ, Ленинград )

На фоне накопления осадков с кларковой концентрацией органического вещества (ОВ), возрастающей от 0,1% в PR<sub>3</sub> до 1,1% в Н, от раннего архея до голоцена периодически формировались отложения, содержащие в крупных (до 1 млн. км<sup>2</sup>) зонах бассейнов в разных районах мира в среднем около 6% планктоногенного ОВ, а в промышленных пластах горючих сланцев (ГС) — до 30-50%.

В докембрии известно не менее восьми эпох накопления богатых ОВ сапропелевых осадков: AR<sub>1</sub> (3,7-3,5 млрд. лет), AR<sub>2</sub> (3,4-3,1 млрд.), AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub> (2,7 млрд.), PR<sub>1</sub>-PR<sub>2</sub> (1,9-1,8 млрд.), PR<sub>2</sub>-PR<sub>3</sub> (1,6-1,5 млрд.), R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (1,3-1,2 млрд.), R<sub>2</sub>-R<sub>3</sub> (1,0 млрд.), V - ε (0,57 млрд.). Для них характерны проявление через 200-400 млн. лет, большая продолжительность и огромные, вероятно, большие, чем в фанерозе, исходные массы ОВ (в пересчете на начало катагенеза).

В фанерозе известно проявление не менее 20 эпох интенсивного накопления сапропелевого ОВ: V - ε<sub>1</sub>, ε<sub>1</sub> - ε<sub>2</sub>, ε<sub>3</sub> - O<sub>1</sub>, O<sub>1</sub> - O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> - S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> - D<sub>1</sub>, D<sub>1</sub> - D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> - C<sub>1</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>3</sub> - P<sub>1</sub>, P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> - T, T<sub>3</sub>, J<sub>1</sub> - J<sub>2</sub>, J<sub>3</sub> - K<sub>1</sub>, K<sub>1</sub> - K<sub>2</sub>, K<sub>2</sub> - P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> - P<sub>3</sub>, P<sub>3</sub> - N<sub>1</sub>, N<sub>2</sub> - N<sub>2</sub>. Основные из них V - ε<sub>1</sub>, D<sub>3</sub> - C<sub>1</sub>, J<sub>3</sub> - K<sub>1</sub> следуют через 220 млн. лет, а промежуточные, менее устойчивые — через 31-32 млн. лет. Таким образом, частота проявления эпох сланценакопления в фанерозе

значительно возрастает, а их продолжительность — уменьшается.

Обстановки накопления: от архея до позднего палеозоя — морские; от  $C_3$  и, особенно, в  $MZ-KZ$  — морские и озерные; начиная от  $J_3$  имеют и океанские аналоги. Вещественно петрографический состав  $OB$  от  $AR$  до голоцена характеризуется преобладанием коллоальгинита, в пластах  $FC$  — коллоальгинита и таллозоальгинита; с  $B$  появляется заметная примесь псевдовитринита, а с  $D$  — витринита.

Основными продуцентами  $OB$  были: в  $AR_1$  — анаэробные бактерии, от  $AR_2$  до голоцена — фотосинтезирующие сине-зеленые водоросли и акритархи, с  $PR_3$  заметную роль приобрели зеленые водоросли, с  $J$  — динофлагеллаты и кокколитофориды, а с  $K$  — диатомовые водоросли. При этом роль органостенных организмов в накоплении основных масс  $OB$  всегда оставалась главенствующей, так как организмы с относительно крупным минеральным "скелетом" занимают в породе больший объем, а доля фоссилизированного  $OB$  соответственно меньше.

Большая часть сланцев от  $AR_2$  до голоцена характеризуется преобладанием сине-зеленых водорослей и акритарх; в  $O-S$  специфично преобладание зоопланктона (граптолоидей), в  $KZ$  — сине-зеленых водорослей и диатомей ( $N$ ).

При экстремальной биопродуктивности для сланценосных отложений, по сравнению с вмещающими осадками, всегда характерен крайне бедный видовой состав мелких и примитивных одноклеточных планктонных водорослей, отсутствие фауны бентоса, а при ее наличии — бедный видовой состав; быстрая и существенная смена видового состава организмов планктона и nekтона. В соответствии с этим уровни накопления сапропелевого  $OB$  осадков совпадают, как оказалось, с границами многих крупных стратиграфических подразделений ( $V - E_1$ ,  $E_1 - E_2$ ,  $E_3 - O_1$ ,  $D_3 - C_1$ ,  $C_3 - P_1$ ,  $P_2 - T_1$ ,  $J_3 - K_1$ ,  $K_1 - K_2$  и др.). В детально изученных разрезах наблюдается четкая связь смены организмов с уровнями резких изменений концентрации  $U$  в осадках.

Помимо фоссилизации огромных масс планктонного  $OB$ , эти эпохи характеризуются накоплением значительных масс фосфора и урана или повышенной концентрацией связанных с  $OB$   $P$ ,  $S$ ,  $Mo$ ,  $V$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $U$ , иногда  $Co$ ,  $Re$ ,  $Ag$ ,  $Au$ ,  $As$  и часто — редкоземельных элементов.

Формирование обогащенных планктоногенным ОВ сланценосных отложений приурочено к этапам усиления интенсивности рифтогенеза, характеризуется проявлением некомпенсированных погружений, наличием высокой сейсмической активности дна бассейнов, вызвавшей оползневые деформации, и проявлением вулканической активности (прослой туфов, бентонитов, окремненость и т.п.).

Экстремальная биопродуктивность бедных в видовом отношении примитивных водорослей в эпохи сланценакопления при подавленности или высокой изменчивости других групп организмов рассматривается как ответная реакция биосферы на повышение в водной среде обитания концентраций фосфора, урана и других тяжелых металлов.

### ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ ЕГО РУДОСЛОЖЕНИЯ А.А.Озол ( ВНИИгеолнатур, Казань )

Находки экзогенных минералов бора известны в отложениях почти всех систем фанерозоя. Борные минералы в отложениях кембрийского возраста представлены 4 разновидностями, силурийского - I, девонского - 2, каменноугольного - 3, пермского - 36, триасового - I, юрского - 3, палеогенового - 10, неогенового - 42 и четвертичного - 18. Осаждение и накопление борных минералов в течение каждого из названных периодов знаменует собой определенные этапы минералообразования бора, интенсивность которого возрастала по мере уменьшения связей седиментационных бассейнов с Мировым океаном (вплоть до полного их прекращения) и увеличения масштабов влияния вулканической и связанной с ней газо-гидротермальной деятельности. В пермский и неогеновый периоды масштабы боронакопления, как и разнообразие видов борных минералов, достигли своих максимальных значений. Характер экзогенного минералообразования бора приобрел в это время качественно новые черты, проявившиеся прежде всего в образовании его промышленных месторождений. Поэтому пермский и неогеновый этапы, представляющие собой своеобразные скачки в истории экзогенного минералообразования бора, выделяются в качестве основных эпох его рудосложения. Неогеновая эпоха, во время которой накопилось около I млрд.т бора-

тов, является особенно грандиозной. В эту эпоху образовались крупнейшие в мире месторождения Крамер в США, Кыриа-Сарикайя в Турции и др.

В течение фанерозоя рельефно вырисовываются две ветви минералообразования бора, первая из которых отвечает морским, вторая — озерным условиям осадконакопления. Минералообразование бора в морских условиях, начавшееся в кембрии, несколько ослабло в девоне и карбоне, достигло наибольшего развития в перми, затем снова резко ослабло и полностью завершилось в конце неогена. Минералообразование бора в озерных условиях, очень слабо проявившееся в карбоне, вспыхнуло в палеогене, достигло небывалого развития в неогене и продолжалось, с затуханием, до настоящего времени. Месторождения бора, образовавшиеся в морских бассейнах, приурочены к галогенным отложениям, представленным в основном калийно-магниевыми солями сульфатной линии. В отличие от них, месторождения бора, сформировавшиеся в озерных бассейнах, приурочены к вулканогенно-осадочным — глинистым или карбонатно-глинистым отложениям, в меньшей мере — к континентальным эвапоритам главным образом содовой линии. В соответствии с этим среди экзогенных месторождений бора традиционно выделяются два основных генетических типа — галогенный и вулканогенно-осадочный.

Образование в пермскую эпоху галогенных месторождений бора происходило в тыловых частях крупных солеродных бассейнов, располагавшихся в глубине материка Пангея и отделявшихся от Палеотетиса орогенным поясом окраинноконтинентального вулканизма. Рудоотложению бора в этих бассейнах, характеризующихся сильно затрудненными связями с Мировым океаном, способствовало глубокое испарение морской воды в условиях дополнительного притока бороносных растворов, в частности по глубинным разломам, связанным с этим поясом. В неогеновую эпоху формирование вулканогенно-осадочных месторождений бора происходило в небольших бессточных или слабoproточных осолоняющихся бассейнах, располагавшихся в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов. Рудоотложение бора протекало в позднеорогенных межгорных, приразломных впадинах, часто по окраинам срединных массивов, которые в рельефе также соответствуют отчетливо выраженные депрессии, в результате разгрузки бороносных гидротерм по глубинным разломам, ограничивающим эти впадины и депрессии.

ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ И ЕЕ  
ОТРАЖЕНИЕ В ФОСФОРИТНОСТИ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И АРАВИИ  
В.И.Покрышкин ( ВНИИЗарубежгеология, Москва )

Мезозойско-кайнозойские осадочные отложения участвуют в строении чехла Африкано-Аравийской платформы в комплексе с палеозойскими образованиями, либо слагают самостоятельный чехол на западе Атласской эпиплатформенной складчатой области. Вертикальные и латеральные особенности распространения отложений, слагающих верхний структурный этаж платформенных областей, начиная с триаса, позволяют выделить мезозойско-кайнозойский этап развития Африки и Аравии в качестве обособленного тектоно-седиментационного метацикла с характерным для него набором осадочных формаций и минераций (эвалориты, фосфориты, бокситы), отражающих эволюцию осадочного порообразования на протяжении 220-230 млн. лет.

По доминирующим парагенезам осадочных пород в мезозойско-кайнозойском комплексе намечаются следующие формации: красноцветная карбонатно-терригенная, соленосная терригенно-карбонатная, гипсоносная терригенно-доломитово-известняковая и глинисто-мергельно-известняковая, молассовая, глинисто-карбонатная, рифовая карбонатная, известняково-доломитовая, мергельно-известняковая, фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная, кремнисто-карбонатная и глинисто-карбонатная, глауконитовая глинисто-карбонатная, флишевая терригенно-карбонатная, железо-и каолинносная глинисто-песчаниковая. Весь этот набор формаций, контрастно сменяющих друг друга в стадийной последовательности, особенно в триасе, юре и меловое время, образует типоморфные вертикальные формационные ряды в каждой крупной тектонической структуре (синеклизы, внутриплатформенные прогибы, поднятия, миогеосинклинальные и периферические погружения).

Нижний триас-юрский цикл мезозойско-кайнозойского комплекса платформенных отложений представлен триасовыми и юрскими формациями, для которого характерна смена красноцветной карбонатно-терригенной формации группой терригенно-карбонатных эвалоритовых формаций с эволюционной конвергенцией от чисто соленосных до гипсоносных в непрерывном ряду эвалоритовой и терригенно-карбонатной седиментации.

**Верхний мел-эоценовый** цикл седиментогенеза также начинается красноцветной карбонатно-терригенной, но перекрывается еще глинисто-песчаниковой железисто-каолиноносной формациями, сменяемыми преимущественно карбонатными формациями, перекрытыми фосфоритоносными глинисто-карбонатными или кремнисто-глинисто-карбонатными формациями с крупнейшими в мире месторождениями зернистых фосфоритов. Венчается разрез глауконитовой глинисто-карбонатной формацией. В миогеосинклинальной области для второго цикла характерно формирование флишевых формаций.

Необратимые черты эволюции осадконакопления, зависимость разновозрастного отложения эвапоритов и фосфоритов формировались под воздействием палеотектонических и палеогеографических режимов седиментации мезозойско-кайнозойского времени. Основная направленность эволюции осадочных формаций отражается в смене прибрежно и лагунно-морского галогенеза мелководно-океаническим с мощным периодическим фосфатогенезом.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ОБРАЗОВАНИЕ РОССЫПЕЙ Л.А.Рагозин ( ЦНИГРИ, Москва )

Эволюция осадочного процесса в Западной Сибири на протяжении неотектонического этапа характеризуется преобладанием континентальных условий. Пиренейская (предатлымская) фаза тектогенеза вызвала в раннем олигоцене регрессию чеганского моря на Западно-Сибирской плите и поднятия обрамляющих ее горных сооружений. Первый алтайский неотектонический подэтап (Рагозин, 1980) характеризуется (по В.Т.Трофимову, 1977) образованием вначале терригенно-мезоликтовой формации. С.Б.Шацкий (1975) считает, что олигоцен отличается развитием глинистой, лептохлоритово-титаносной субформации. На территории Западной Сибири в это время, в условиях теплогоумеренного климата, происходило формирование ильменито-цирконовых, касситеритовых и других россыпей.

В начале миоцена после савской (предабросимовской) фазы начинается формироваться терригенно-полимиктовая пестроцветная гипсоносная формация. В ее составе С.Б.Шацкий (1975) выделяет несколько субформаций: олигомиктовую, угленосную, гипсоносную.

глинистую и красноцветно-известковистую. Последняя получает развитие после предкочковской подфазы в начале второго обь-иряшского неотектонического подэтапа, когда, после перестройки структурного плана, вместо наложенных тектоно-седиментационных комплексов, на Западно-Сибирской плите образуются в основном вложенные пачки террасовых отложений. Окружающие горные сооружения в это время получают очередной, на этот раз очень значительный импульс орогенической активности, повлекшей за собой углубление речной сети, значительный денудационный срез и образование древних погребенных россыпей, связанных с наиболее высокими террасами. Так например, Н.Б.Фельдбарг и Е.М.Захарова (1976) на Енисейском крыже выделяют неогеновую россынеобразующую формацию, представленную красноцветными, жирными глинами с грубообломочным материалом. Эти золотоносные россыпи обычно локализируются в так называемых "ямах" на закарстованных известняках, слагающих цоколи террас. С.А.Лаухин (1980) уточняет возраст этих террас и относит их к позднэплиоценовому кочковскому региональному горизонту.

Важный рубеж в эволюции осадочного процесса Западной Сибири связан с валахской (предфедосовской) субподфазой неотектоники (Рагозин, 1980) между поздним плиоценом и ранним плейстоценом. По А.В.Гольбергу и др. (1968), плейстоцен характеризуется развитием терригенно-полимиктовой сероцветной формации В.Т.Трофимов (1977) и некоторые другие исследователи в эту формацию включают кочковский горизонт, с чем нельзя согласиться, так как в его составе часто встречаются пестроцветные отложения. По исчезновению пестроцветов, как известно, можно уверенно проводить нижнюю границу раннего плейстоцена. Валахская, а затем рисская субподфазы вызвали новые импульсы орогенической активности горных сооружений. Это привело к последующему денудационному срезу, значительному углублению долин и формированию, в условиях умеренного климата, более молодых поколений россыпей. Например, на Енисейском крыже образуются увальные россыпи, которые иногда сохраняются в отшнурованных меандрах погребенных гальветов, синхронных тем или другим террасам (Фельдбарг, Захарова, 1976). Большое значение для формирования россыпей в современных руслах имела голоценовая микрофаза неотектоники, вызвавшая общее оживление денудационных процессов. Распределение полезных компонентов в россыпях современных долин хорошо иллюстрирует линия снижения нижнего

края золотоносных россыпей, выявленная С.С.Осадчим (1979). Эта линия отражает влияние эпизодов тектогенеза неотектонического этапа, а также близость коренных источников и промежуточных коллекторов.

Эволюцию осадочного процесса Западной Сибири в неотектонический этап определяли затухающие фазы неотектоники и постепенные изменения климата от теплоумеренного до умеренного. Формирование осадочных россыпеобразующих формаций происходило в зависимости от эволюции литогенеза, а также близости коренных источников и глубины денудационного среза. Наиболее благоприятные палеогеографические условия в алтайский подэтап создавались для образования ильменито-цирконовых и других россыпей этого типа, главным образом в олигоцене. В объ-иртышский подэтап благоприятные условия возникали для формирования золотоносных россыпей в плиоцене, позднем плейстоцене и особенно в голоцене.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ГАЛОГЕННОГО И БИОГЕРМНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ, ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В.И.Седлецкий, Н.И.Бойко, В.С.Деревягин (РГУ, Ростов-на-Дону)

Галогенная седиментация в истории Земли, как было нами установлено (Седлецкий и др., 1977), самым тесным образом не только пространственно, но и генетически связана с карбонатным биогермообразованием. Рассмотрение и анализ этих двух ветвей осадочного процесса в неразрывном единстве позволяет прийти к новым выводам относительно их эволюции.

I. Возможность проявления высоких стадий галогенеза и накопление мощных галогенных толщ зависело не только от благоприятного сочетания структурно-тектонических, климатических, физико-химических и других хорошо известных факторов, но и интенсивного биогермообразования. Сингенетичное биогермообразование закономерно возникало в области баровой перемычки всех известных к настоящему времени морских галогенных бассейнов. В силу своих экологических особенностей рифостроящие организмы быстро компенсировали тектонические подвижки любого знака и обеспечивали равномерную и постоянную связь питающей морской провинции с бассейном галогенной седиментации. Таким образом, биогермообразование

являлось своего рода автоматическим природным регулятором, стабилизирующим гидродинамический режим галогенного бассейна.

2. В докембрии, несмотря на наличие благоприятных структурно-тектонических, климатических и физико-химических условий, процессы галогенной седиментации не получили широкого развития. Накопление пород низких стадий галогенеза носило эпизодический характер, что объясняется отсутствием в это время условий для формирования колониальных бентосных организмов.

3. Судя по мощности и строению органогенных построек, глубина бассейна галогенной седиментации изменялась в ходе геологической истории. В кембрии и раннем палеозое галогенные бассейны отделялись от открытого моря простейшими органогенными постройками типа биостромов и биогермов, сложенных водорослями и археоциатами. Небольшая мощность и простое строение построек указывает на незначительную глубину и стабильный тектонический режим бассейна седиментации. Галогенез при этом осуществлялся только на регрессивных стадиях осадконакопления.

В среднем и поздне палеозое в пределах баров формировались сложные биостромные, биогермные и рифовые массивы, состоящие из кораллов, мшанок и губок. Экологические особенности этих биогермообразователей обеспечивали процесс галогенеза не только при стабильном тектоническом режиме, но и в стадии относительно резких трансгрессий. При этом глубина солеродного бассейна могла достигать многих сотен метров, а мощность рифогенных баровых сооружений составлять иногда 1000-1500 м.

В мезозое и кайнозое биогермообразование получило наибольшее развитие. В областях баров формировались сложнейшие рифогенные постройки, компенсирующие даже резкие нисходящие движения и отделяющие достаточно глубоководные бассейны, в которых, благодаря стабильному гидродинамическому режиму, протекали процессы галогенной седиментации.

4. Состав галогенных отложений в ходе геологической истории также изменялся. Соленосные толщи, сформировавшиеся в кембрии, ордовике, силуре и девоне по вещественному составу относятся к хлоридному типу, а начиная с каменноугольного периода и, особенно, пермского, широкое развитие получили калийно-сульфатные образования (Жарков, 1978). Эволюция состава галогенных формаций связана не только с перемещением солеродных бассейнов во

внутренние части континентов, но и стабилизацией их гидродинамического режима, обеспечивающей интенсивным сингенетичным биогермообразованием.

5. Процессы галогенеза вызывают направленный в область внутреннего шельфа приток морской воды с питательными веществами, необходимыми для жизнедеятельности бентосных организмов в баровой области, что, в свою очередь, стимулирует эволюцию биогермообразования от биостромов и биогермов в кембрии до мощных и сложных рифогенных толщ в палеозое и мезозое. Баровые области, таким образом, являлись наиболее благоприятными участками акватории для качественного и количественного развития органического мира, а на ранних стадиях развития – возможно, его зарождения.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ – ЦЕОЛИТЫ И КАОЛИНЫ (НА ПРИМЕРЕ АРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КAVKAZA)

А.Г.Сеидов, И.Дж.Алиев, М.М.Велиев ( ИГАН АзССР, Баку )

Рассматриваемый регион относится к северной и северо-восточной части Араксинской зоны Нахичеванской складчатой области и характеризуется довольно сложным геологическим строением и наличием разнонаправленных разрывных нарушений. В районе исследования широко развиты туфогенно-осадочные отложения среднего эоцена и вулканогенные образования нижнего плиоцена.

Разрез вулканогенно-осадочной толщи представлен чередованием грубообломочных туфобрекчий, аргиллитов, туфопесчаников, мергелей и др., а вулканогенные образования – андезитами, андезитодацитами, их туфами и лавобрекчиями. Общая мощность среднеэоценовых отложений здесь составляет 900 м, а нижнеплиоценовых – 450 м.

Результаты проведенных исследований показали, что в зависимости от типа порождающих пород, геохимических условий и динамики развития осадконакопления и вулканизма в данном регионе широко распространены процессы цеолитизации и каолинизации.

Цеолитизированные породы, имеющие промышленное значение, развиты в толще вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена и стратиграфически приурочены к определенному горизонту – верхней части лютетского яруса. Наблюдается приуроченность цео-

литизации к определенным разновидностям осадочно-туфогенных пород, а именно, к туфам, туфопесчаникам и аргиллитам. Цеолитовый пласт мощностью от 5 до 25 м и протяженностью 8-10 км простирается с юга-востока на северо-запад.

Стратиграфическое положение, литологический контроль и внешние признаки цеолитсодержащих пород являются характерными поисковыми критериями для обнаружения их в исследуемом регионе.

Результаты комплексных лабораторных исследований показали, что в составе пород указанного пласта содержатся высококремнистые разновидности цеолитов (морденит, клиноптилолит) и в среднем составляют 50-70%.

В генетическом отношении цеолитизация в данном регионе, по нашему мнению, связана с осадочно-диагенетическими процессами и происходила путем стадийных изменений вулканитов (пирокластического матариала) кислого и среднего ряда.

С резким изменением литофациальных особенностей при переходе от среднеэоценовых к нижнеплиоценовым отложениям наблюдается новый процесс минералообразования, т.е. каолинсообразование. Последнее начинается в верхней части среднего эоцена и бурно развивается в нижнем плиоцене, охватывая большую площадь. Каолинизированные породы, развитые вдоль тектонических разрывных нарушений, охватывают площадь шириной 30-100 м при протяженности 10-15 км и простираются в субмеридиональном направлении. Главным породообразующим минералом этих пород является каолинит, содержание которого доходит до 50-60%.

Процесс каолинизации обусловлен метасоматическими изменениями лавово-пирокластических образований среднего ряда и связан с субвулканической фацией плиоценового вулканизма. В формировании каолиновых залежей немаловажную роль сыграли также дальнейшие наложенные вторичные изменения.

Поскольку указанные полезные ископаемые в исследуемой области имеют большое площадное распространение и важное народнохозяйственное значение, возникает необходимость проведения в данном регионе детальных поисково-разведочных работ с целью установления запасов сырья.

## ОБРАЗОВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Ж.И.Сергеева, Н.Г.Шубенин ( ТИИ, Тюмень )

В геологической истории осадочной оболочки Земли выделяются несколько возрастных уровней интенсивного накопления алюминия: докембрийский, раннепалеозойский, девонский, каменноугольный, триасовый, юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновый и четвертичный.

Докембрий – преимущественно геосинклинальный период развития осадочной оболочки Земли. Источники большого количества алюминия в бассейнах седиментации – поверхностный и подземный сток при повышенной кислотности вод, вулканогенный материал и гидротермы ювенильно-вадозного происхождения. Высокоглиноземистые породы в результате наложенного метаморфизма принимают облик дистен-андалузит-силлиманитовых сланцев, диаспоритов и корундитов. Намечается приуроченность к аспидным формациям.

В раннем палеозое впервые встает вопрос об обособлении геосинклинальных и платформенных бокситов, т.е. значительная часть территории Земли консолидировалась. В целом бокситонакопление сдвинуто в область моря.

В среднем-верхнем палеозое следуют одна за другой эпохи глобального бокситообразования. Преимущественным распространением пользуются прибрежно-морские бокситы субровского типа. Определен литолого-тектонический контроль для большинства исследованных месторождений. Намечаются отклонения в формировании высокоглиноземистых пород энгеосинклинальных и миеосинклинальных зон на примере Урала. В последних четкая генетическая привязка к древним латеритным корам выветривания нередко отсутствует. Диаспоровые преимущественно черные бокситы с хлоритомом или маргаритом залегают в виде макроконкреций и линз между аргиллизированными светлыми известняками и черными углистыми. Алюминий вносился в бассейны седиментации как с континента, так и гидротермами вдоль зон тектонических нарушений и выпадал в осадок в стадию диагенеза на контакте литологически разнородных тол при наличии двустороннего кислотно-щелочного геохимического барьера.

В мезозое происходит четкое разделение на платформенные и геосинклинальные бокситы. Первые пользуются преимущественным

распространением на территории СССР, вторые приурочены к мезозойским складчатым сооружениям Венгрии, Югославии, Австрии, Франции и др. Облик бокситов пестроцветный, структура бобово-солитровая разной размерности. Широко проявлены в бокситах и вмещающих породах процессы отбеливания, связанные с перерывом и корой выветривания на границе позднего мела и палеогена.

Палеогеновые бокситы главным образом платформенные. Бокситообразование охватило значительные территории в Сибири, Тургае, на Русской платформе. К этому уровню относятся часть месторождений Венгрии, латеритные покровы Африки, Австралии, Индии и др.

К олигоцену на большей части территории Земли бокситообразование постепенно прекращается в связи с заметным похолоданием климата.

На современном этапе эволюции литогенеза происходит формирование платформенных латеритных покровов в экваториальном поясе и на островных дугах в областях новейших геосинклинальных зон (Реннел).

Таким образом, в ходе эволюции осадочного процесса Земли намечается ряд вполне определенных уровней бокситонакопления, однако источники алюминия в них несколько различны: коры выветривания, поверхностный и подземный сток и в ряде случаев гидротермы. По мнению авторов, последний источник изучен явно недостаточно, он должен был играть важную роль в формировании высокоглиноземистых пород на раннем этапе развития Земли — в докембрии. Бокситы же традиционного облика известны, начиная с венда. В более древних отложениях их пока не удается обнаружить, возможно, из-за недостаточной изученности разрезов, но скорее из-за неидентичности внешнего облика древних высокоглиноземистых пород и типичных бокситов.

ЭВОЛЮЦИЯ АЛЮМИНИЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ  
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА  
Р.Я.Скляр ( ДВИМС, Хабаровск )

Реконструкция эволюции алюминиевого рудообразования, как и в целом седиментогенеза и литогенеза, а также определения сферы применимости любых естественных закономерностей (физических, химических, геологических) методологически основывается на фунда-

ментальном для всех наук принципе инвариантности.

В "досадоочную" стадию геологической истории Земли, по-видимому, были распространены породы основного состава. С началом "экзогенной" стадии на Алданском щите, Буреинском и Хангайском массивах, в течение архея и нижнего протерозоя происходило выветривание и накопление частично дифференцирующихся друг от друга кремнистых и глинистых толщ. В настоящее время они представлены глубокометаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами, среди которых распространены проявления корунда, сидлиманита и дистена. Представления о широком развитии последних сильно преувеличено. Фактически во всех вышеперечисленных районах задокументировано 25 небольших проявлений корунда и 71 проявление сидлиманита и дистена. Количественная их роль в строении так называемых "высокоглиноземистых комплексов" докембрия, даже с учетом рассеянной вкрапленности, ничтожна. В разрезах позднего протерозоя возрастает роль залежей флинтклевев, сложенных каолинитом, и появляется диаспоровая минерализация.

В различные эпохи фанерозойского этапа на Дальнем Востоке СССР происходит образование алунитовых, гиббситовых, диаспоровых и каолинитовых проявлений (302 проявления) в экзогенных и экзогенно-гидротермальных условиях на поверхности суши. Выполненные автором для всего мира количественные подсчеты возрастного и территориального распределения экзогенных и вулканогенных месторождений (400 месторождений бокситов и 200 алунитов) показали: совпадение фанерозойских эпох экзогенного и вулканогенного алюминиевого рудообразования и территориальное совмещение глобальных поясов их развития, конвергентность минерального состава экзогенных и гидротермальных проявлений и возрастание масштабов их развития от древних эпох к молодым. Максимумы алюминиевого рудообразования обеих генетических типов устанавливаются в раннем кембрии, среднем девоне-раннем карбоне, поздней перми, позднем мелу-раннем палеогене и в четвертичное время (для бокситов только в экваториальном поясе). Совпадение экзогенных и вулканогенных эпох алюминиевого рудообразования и глобальных поясов их распространения связывается с влиянием вулканизма на химический состав атмосферных вод и, таким путем, на интенсивность выветривания горных пород на близлежащих к зонам вулканизма территориях. Возрастание количественной роли алюминиевых руд в геологической истории фанерозоя оп-

ределяется тем, что в каждую последующую эпоху экзогенные процессы взаимодействовали на породы, уже претерпевшие выветривание в предыдущие эпохи, то есть энергетические затраты, требующиеся для последующих преобразований, с течением времени уменьшались, а интенсивность выветривания, в связи с развитием органического мира, увеличивалась. В течение всей "экзогенной" истории доминировал процесс отщепления кремнезема от глинозема и преобразование последнего в алюминиевые руды, представленные гидросиликатами (каолинит), гидросульфатами (алузит) и гидроокисями (гиббсит, диаспор) алюминия и преобразование их при метаморфизме в безводные силикаты (андалузит, силлиманит, дистен) и окиси (корунд) алюминия.

В настоящее время алузит-гиббсит-диаспор-каолинитовые ассоциации минералов (в разных сочетаниях) известны только в фанерозойских образованиях (на контактах с интрузиями они полностью или частично превращены в корунд и андалузит), а корунд-силлиманит-дистеновые - только в докембрии. В целом, эволюция алюминиевого рудообразования проявилась в возрастании масштабов ее развития и метаморфических преобразованиях глиноземистых минералов.

#### ПЕРИОДЫ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СССР Г.Ф.Склярова, Р.Я.Скляров, Г.В.Роганов (ДВИМС, Хабаровск)

Составление "Карты экзогенной минералогии СССР" масштаба 1:2 500 000, осуществленное в целом ВСЕГЕИ (отв.ред.Б.М.Михийлов) и ее дальневосточной части ДВИМСом (отв.исп.Г.Ф.Склярова), позволяет наметить основные периоды экзогенного рудообразования. По данным количественного распределения месторождений и проявлений (рисунок) намечается совпадение региональных максимумов экзогенного рудообразования на Дальнем Востоке с мировым распределением соответствующих полезных ископаемых. Это указывает не только на определенную объективность данной методики, но и свидетельствует о глобальной синхронизации интенсивности экзогенных процессов, обуславливающих образование соответствующих проявлений и месторождений.

Вышеизложенное и суммарное распределение всех видов экзоген-

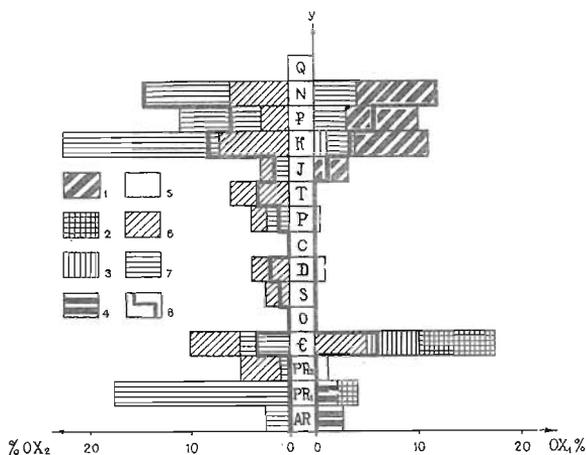


Рис. Геохронологическое распределение экзогенных полезных ископаемых (в % к общему количеству месторождений -  $OX_1$ , или проявлений -  $OX_2$ )  
 I - уголь; 2 - железо; 3 - марганец; 4 - графит; 5 - стратиформные свинцово-цинковые и медные руды; 6 - фосфориты и их метаморфические аналоги; 7 - каолины, аллиты и их метаморфические аналоги (силлиманит-дистеновые и корундовые породы); 8 - суммарное распределение экзогенных месторождений и проявлений с коррективами на продолжительность геологических периодов

ных полезных ископаемых с учетом продолжительности геологического времени (за единицу принят неогеновый период - 23,5 млн. лет) показывает, что в геологической истории Дальнего Востока СССР выделяются два основных этапа экзогенного рудообразования - доордовикский и послекембрийский, характеризующиеся последовательным увеличением интенсивности рудообразования с течением времени и максимальным ее проявлением в конце каждого этапа (в кембрии, в неогене). Это выражается в конце послекембрийского этапа максимальным развитием в меловой, палеогеновый и неогеновый периоды месторождений каолинов (с проявлением аллитов), фосфоритов, углей, а в докембрии их метаморфических аналогов -

алюмокремнеземистых, корундовых, апатитовых и графитовых пород, в кембрии — фосфоритов. Наряду с этим выявляется и ряд особенностей (см. рис.), в общем согласующихся с закономерностями, установленными А.Л.Яншиным, М.А.Жарковым, Ю.П.Казанским (1977).

В палеогеографическом плане все виды экзогенного оруденения тяготеют к обширным зонам, охватывающим прибрежные части суши, мелководные части морей и острова среди них, а в тектоническом отношении — к молодым и древним платформам, срединным массивам и окраинам примыкающих к ним прогибов. Четвертичное время — это эпоха не созидания, а разрушения континентов. Связанные с ней россыпные месторождения являются продуктами рассеивания первоначальных концентраций экзогенных, эндогенных металлов.

#### УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Н.А.Созинов, О.В.Горбачев ( ИЛСАН СССР, Москва )

Принципиальное значение в формационном анализе осадочных образований имеет сопоставление однотипных, но разновозрастных формаций, неоднократно возникавших в течение геологической истории. Это позволяет выявить характерные черты их эволюционного развития.

Одним из наиболее благоприятных объектов для исследований подобного рода могут являться отложения, обогащенные углеродистым веществом и целым комплексом рудных и рассеянных элементов, которые возникали в определенных историко-геологических условиях на протяжении всей истории Земли. В зависимости от главных членов парагенезисов выделяются четыре формационных типа углеродистых отложений: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-кремнисто-(карбонатно)-углеродистый.

Уже в раннем докембрии присутствуют все перечисленные формационные типы, однако их относительные объемы и количественные соотношения с другими типами пород в докембрии и в фанерозое существенно различны. Так, общей тенденцией для отложений терригенно-углеродистой формации является уменьшение общего объема углеродистых отложений как индивидуализированных геологических тел в интервале от докембрия к кайнозой. Одновременно, отмечается, что

удельный вес высокоуглеродистых отложений в целом для фанерозойских отложений выше, чем для докембрийских.

Ассоциация биогенного углерода с высокоглиноземистыми (существенно каолилитовыми) осадками, широко развитая в докембрии, сменяется в фанерозое глинистыми осадками смешанного состава (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит). Существенно меняется и морфология бассейнов, в которых отлагались углеродистые осадки. Локальные мелководные докембрийские бассейны, сформированные на жестком основании, сменяются в фанерозое обширными мелководными бассейнами пассивных окраин платформ.

Аналогичную тенденцию изменения мощностей формаций и содержания в породах органического вещества имеют и отложения карбонатно-углеродистой формации. Состав глинистых компонентов этой формации меняется от существенно монтмориллонитового в докембрийских осадках до преобладающего иллитового в фанерозое. Бассейны миogeосинклинального типа, в которых формировались углеродистые отложения, характерные для докембрийского этапа, начиная с палеозоя сменяются внутриконтинентальными морского и озерного типа.

Специфической особенностью кремнисто-углеродистой формации на раннедокембрийском этапе является ее тесная парагенетическая связь с формацией железистых кварцитов. Максимум развития кремнисто-углеродистые формации достигают в позднем докембрии и палеозое (протяженные полосы металлоносных кремнисто-углеродистых сланцев в Евразии и на других континентах). В мезозое и кайнозое намечается значительное их сокращение.

Вулканогенно-углеродистый тип формаций, также широко развитый в докембрии (ятулийские шунгиты, углеродистые сланцы серии Киватин, свит Претория, Бирримия и др.), наибольшего распространения достигает в эпгеосинклинальных отложениях нижнего палеозоя. В мезозойских геосинклинальных отложениях роль этого формационного типа также заметно сокращается.

Анализ геохимических особенностей углеродистых отложений перечисленных формационных типов показал, что наряду с удивительным единообразием спектра малых элементов, присущим углеродистым формациям как докембрия, так и фанерозоя, отмечаются существенные вариации количественных и корреляционных соотношений между микроэлементами, которые определяются как палеофациальными условиями

формирования углеродистых осадков, так и процессами их последующего преобразования в процессе диагенеза и метаморфизма. Геохимическая неоднородность основных формационных типов углеродистых отложений позволяет выявить их металлогеническую специализацию и прогнозировать комплекс полезных ископаемых, связанных с ними.

Таким образом, выявляются две группы факторов, влияющих на характер развития углеродистых формаций во времени. К первой относятся факторы, связанные с общим эволюционным развитием геологических процессов земной коры: стиль тектонического развития геоструктур, соотношение между седиментацией и вулканизмом, эволюция биосферы. Ко второй группе относятся факторы, определяющие специфическое единообразие углеродистых формаций на протяжении всей геологической истории, что и позволяет отнести их к группе сквозных формаций. Сюда относятся: 1) формирование углеродистых отложений в условиях бассейнов со стабильным режимом в эпохи, синхронные конечным этапам палеопленизации или следующие за ними (платформенные внутри- и эпиконтинентальные бассейны, пассивные окраины геосинклиналей); 2) постоянство основных геохимических систем, приводящих к накоплению углеродистого вещества в осадках и представленных ассоциациями: карбонаты-углерод, аморфный кремнезем-углерод, высококоллоидные системы (глинистые минералы) - углерод; 3) универсальность биохимических процессов, приводящих к концентрации химических элементов в биогенных осадках, что, по-видимому, связано с преобладающей ролью в этих процессах низших морских организмов, эволюция которых практически завершилась на ранних этапах геологической истории Земли.

Сочетанием этих двух групп факторов и объясняется как сквозной характер углеродистых формаций в истории литосферы, так и те специфические особенности их состава и распространенности, которые выявляются при их рассмотрении в историческом аспекте.

#### ТИПЫ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЙ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ А.С.Соколов ( ГИГХС, Люберцы )

1. Соотношение сконцентрированного и рассеянного фосфора на континентах и в океане. Мировые ресурсы фосфатов и их распределение по типам фосфатонакоплений. Проблема источника фосфора.

2. Классификация фосфатоносных территорий, ресурсы и типы

фосфатонакоплений главнейших провинций и бассейнов.

3. Скорость накопления и тектонические условия образования фосфоритов; их историко-геологические изменения.

4. Литологические и палеогеографические особенности фосфатонакоплений. Сопоставление континентальных и океанских фосфоритов. Изменения минералогической природы фосфатов и типов фосфоритов в историко-геологическом развитии и по стадиям литогенеза. Климатические условия фосфоритообразования и их реконструкция с учетом перемещения литосферных плит.

5. Геохронологическое распределение фосфатонакоплений, их географическая локализация. Проблема мировых эпох фосфатонакопления.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРАТИФОРМНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

##### В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

##### (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА)

В.П.Стеценко, Г.А.Полников ( ПГО "Казгеология", Алма-Ата )

Юго-Восточный Казахстан находится примерно в центре Центрально-Азиатского складчатого пояса. На его территории четко выделяются три крупных структурно-тектонических блока (с востока на запад): Чу-Или-Джунгарский, Чу-Сарысуйский, Каратау-Каржантауский.

Блоки разделены между собой глубинными подвижными зонами длительного развития (рифтовые зоны): Джалаир-Найманской и Каратауской.

В пределах Чу-Или-Джунгарского блока, в его центральной части, в конце рифея произошло заложение рифтовой зоны, прослеживающейся на восток до Тихого океана. В пределах территории СССР она получила название Текели-Сарытумской; зона может служить примером рифтовой зоны центрального типа, прослеживающейся через весь Азиатский материк.

В соответствии с особенностями тектонического режима определились особенности осадконакопления и связанного с ним оруденения. В Текели-Сарытумской рифтовой зоне в позднем рифее и раннем палеозое шло накопление углеродистых глинисто-кремнистых сланцев с сульфидами железа, свинца и цинка. В Чу-Сарысуйском блоке сих-

ронные отложения представлены фосфато-кремнистыми сланцами с высоким содержанием фосфора. В среднем и верхнем палеозое в субплатформенных условиях здесь отлагались мощные терригенные толщи с медным оруденением (жидистые песчаники). В Каратауской рифтовой зоне в позднем рифее и раннем палеозое шло накопление углеродистых глинисто-кремнистых сланцев с ванадием (аналогичных Текели-Сарытумскому трогу, но без сульфидов), а в среднем палеозое - карбонатных отложений с барием и сульфидами свинца и цинка.

**В ы в о д ы:** 1. В Юго-Восточном Казахстане стратиформное оруденение приурочено к различным стратиграфическим уровням. 2. Эволюция осадконакопления зависит от тектонического режима развития земной коры. 3. Стратиформное оруденение неразрывно связано с эволюцией осадконакопления.

#### ПРОЦЕССЫ ЭКЗОГЕНЕЗА И БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В.А.Теняков (ВИМС, Москва)

1. Экзогенные и биогенные процессы пронизывают всю доступную нам сегодня часть "геологической колонны" земной коры и, безусловно, составляют одну из с у т е й земного геологического процесса.

2. Широко представленные в докембрие коры выветривания, глобально группирующиеся в определенные абсолютные-возрастные эпохи или точнее "уровни", не обнаруживают ни в своем строении, ни в геохимической зональности ни о д н о й специфической черты, о т л и ч а ю щ е й их от кор выветривания фанерозоя.

Литологически о д и н а к о в ы м спектром главных типов осадочных пород представлены в пределах всей известной нам сейчас временной геологической шкалы и седиментогенные образования.

Даже на наидревнейшем абсолютно-возрастном уровне проявления последних нам неизвестно ни о д н о й э к з о т и ч е с к о й осадочной породы, могущей хотя бы приблизительно отвечать теоретически допускаемым некоторыми исследователями составам или состояниям древнейших атмосфер или гидросфер Земли.

Все это свидетельствует о том, что ведущие и определяющие процессы экзогенеза в своем существовании, главных механизмах и нап-

равленности оставались принципиально с х о д н ы м и в пределах всего известного нам геологического времени.

3. В геологической истории эволюционно изменялись прежде всего о б ъ е м ы осадочных горных пород и это явление естественным образом связывается с эволюцией тектонических, климатических и других у с л о в и й их формирования.

Установленные для фанерозоя и выявляемые для докембрия изменения во времени с о д е р ж а н и й в осадочных породах некоторых главных, второстепенных, редких и рассеянных э л е м е н т о в, ряда акцессорных м и н е р а л о в также зависят от изменения во времени характера и объемов определенных типов горных пород, выведенных на дневную поверхность в эпохи формирования осадков, вулканизма, геотектонических, климатических или иных конкретно складывающихся у с л о в и й или даже более л о к а л ь н ы х с и т у а ц и й выветривания и осадконакопления.

В связи с многократным повторением в геологической истории круговорота вещества наружной оболочки Земли в т.н. больших циклах, углублением при этом дифференциации химических элементов, эволюцией живого вещества, экзогенные процессы во времени н е о б р а т и м о у с л о ж н я ю т с я и в поверхностной среде время от времени начинают формироваться новые образования или новые формационные или фациальные типы пород и руд.

5. Эпохальные возникновения в геологической истории специфических, "особых" формаций — джеспилиты, глауконитовые породы, образования песчого мела и т.п. — хотя, безусловно, и обязаны каким-то особым условиям их образования, тем не менее не могут трактоваться как свидетельства какого-то коренного п е р е у с т р о й с т в а основных, определяющих экзогенных условий и процессов, поскольку развиваются они на ф о н е и п а р а л л е л ь н о образованию главных, сквозных, "обычных" седиментогенных пород.

6. Процессы латерито- и бокситообразования были с в о й с т в е н ы практически всей обозримой в настоящее время геологической истории Земли, а хорошо известная картина изменения во времени масштабов проявления месторождений бокситов отражает их сохранность в связи с известными процессами физической и химической деградации месторождений и вещества бокситов в некоторых

вторичных, наложенных процессах.

7. Только в естественной связи со всем вышелоказанным следует ставить и решать вопросы эволюции экзотенеза.

Дееспособность других, изначально более контрастных, революционистических версий подхода к эволюционному анализу экзотенных процессов, нам представляется более сомнительной как не опирающаяся на уже известные сегодня факты.

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО СОСТАВА  
В ДЮРСКОМ НЕФТЕГАЗОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ  
ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ  
А.Н.Фомин, В.Ф.Шугуров ( ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск )

Рассматриваются углепетрографические материалы по изменению состава рассеянного органического вещества (РОВ) в отложениях нефтегазоносного комплекса широкого возрастного диапазона: от венда до пермо-триаса (таблица).

Наиболее древние доломиты венда весьма бедны РОВ. Содержание  $C_{орг}$  в них не превышает 0,1%. РОВ представлено единичными остатками мелких водорослей.

Среднепалеозойские отложения по составу РОВ отчетливо подразделяются на две толщи. Нижняя толща, сложенная существенно морскими карбонатными образованиями сидура и нижнего девона, характеризуется содержаниями  $C_{орг}$ , близкими к кларковым величинам. В составе РОВ преобладает желто-бурая коллоальгинитовая масса ( $Alg$ ), исходным материалом для которой послужили планктонные организмы и разложившиеся водоросли. Реже встречаются форменные растительные остатки. Верхняя толща ( $D_2-C_2$ ) сложена преимущественно морскими карбонатными отложениями, включающими редкие пачки терригенных пород. Отложения этой толщи характеризуются весьма существенными колебаниями концентраций  $C_{орг}$  и большим разнообразием в вещественном составе РОВ.

В фациях открытого моря породы обеднены органическим веществом ( $C_{орг} - 0,1-0,2\%$ ). РОВ представлено в основном коллоальгинитом. Фиксируются также фрагменты, предположительно, бурых водорослей. В прибрежных фациях возрастают концентрации  $C_{орг}$ , часто превышая кларковые значения. Здесь уже в составе РОВ наряду с

Таблица  
Распределение микрокомпонентов РОВ в доюрских отложениях

Возраст отложений	Микрокомпонентный состав РОВ, %			
	Vt	F	L	A lg
Венд	-	-	-	100
Силур-нижний девон	-	-	<u>0-5</u> I	<u>95-100</u> 99
Средний девон-средний карбон				
а) карбонатные породы внутренних районов Нюрльского бассейна	-	-	<u>0-10</u> 4	<u>90-100</u> 96
б) глинистые известняки, мергели прибрежной части Нюрльского бассейна	<u>0-40</u> 16	<u>0-70</u> 22	<u>0-10</u> 3	<u>10-90</u> 59
Средний карбон-пермь	<u>20-55</u> 49	<u>25-60</u> 42	<u>5-10</u> 6	<u>0-2</u> I

Примечание: в числителе - минимальные и максимальные содержания, в знаменателе - средние.

водорослями существенная роль (иногда до 60-70%) принадлежит и остаткам высших растений: микрокомпонентам групп витринита (Vt), фюзинита (F), реже лейптинита (L). Среди этих отложений отмечен пропласт угля - богхеда, в составе которого преобладают водоросли, вероятно из рода *Laminarites*.

Терригенная толща верхнего палеозоя (C<sub>2</sub>-P) формировалась как в пресноводных, так и солоноватоводных водоемах. Среди всех изученных доюрских отложений породы этой толщи в наибольшей степени обогащены органическим веществом (C<sub>орг</sub> нередко достигает 6,0%). РОВ представлено в основном фрагментами гумусовой породы - чаще всего витринитом и фюзинитом.

Преимущественно окислительные условия формирования пестроцветных континентальных отложений пермо-триаса являлись крайне неблагоприятными для накопления РОВ. Поэтому эти отложения характеризуются низкими концентрациями C<sub>орг</sub> (0,02-0,05%). РОВ представлено единичными остатками высших растений.

Таким образом, степень обогащенности органическим веществом и состав РОВ доюрских отложений находятся в тесной связи с фа-

циальными условиями осадконакопления. Концентрация органического вещества в породах увеличивается по разрезу от венда к пермокарбонным образованиям и затем резко снижается в пермо-триасе. Вместе с тем, в этом же направлении наблюдается закономерное изменение состава РОВ: от сапропелевого, гумусово-сапропелевого в отложениях нижнего и среднего палеозоя к существенно гумусовому в породах пермо-карбона и пермо-триаса.

## ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПОХ РУДОГЕНЕЗА В ОСАДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

В.Н.Холодов ( ГИН АН СССР, Москва )

1. Анализ известного нам фактического материала позволяет утверждать, что следует различать два типа рудных эпох в истории Земли. Одни из них характеризуются статистической приуроченностью различных рудных месторождений к определенным интервалам геологического времени, но отсутствием определенного регионального контроля. Другие, наоборот, отличаются тем, что проявляются в единых седиментационных системах на определенном этапе их развития; происхождение последних легче поддается исследованию.

2. В качестве примера в данном сообщении мы рассмотрим две характерные рудные эпохи Евразии - вендско-кембрийскую и палеогеновую.

3. В вендско-кембрийских морских отложениях Тетиса Евразии распространена весьма характерная ассоциация руд и пород: пластовые фосфориты, черные ванадиеносные сланцы и фтаниты с концентрациями V, Cr, Co, Ni, Mo и др. элементов, месторождения и рудопроявления железных и марганцевых руд, доломиты и известняки, аркозово-граувакковые песчаники, кварциты и гиллитоподобные породы.

4. Обилие грубообломочного терригенного материала, многочисленные размыты и характерные текстуры вендско-кембрийских отложений позволяют считать, что это осадки мелководных э п и ц о н т и н е н т а л ь н ы х палеобассейнов; они коренным образом отличаются от современных океанических осадков.

5. Определяющим фактором возникновения вендско-кембрийского оруденения в Евразии является предшествующее ему по времени формирование габбро-анортозитовых поясов. Возникновение жестких

протоплатформ, завершившееся в среднем докембрии (1900–2600 млн. лет) и последующее массовое становление рудоносных магматогенных гипербазитов и базитов (700–1900 млн. лет) создали благоприятную обстановку для возникновения совершенно особых питающих провинций: в вендско-кембрийское время с суши в моря в огромных количествах поступали фосфор, ванадий, железо, марганец, хром, титан и др. элементы ряда протокристаллических элементов. Таким образом, вендско-кембрийский рудогенез был обусловлен определенным этапом развития Земли.

6. В палеогеновую эпоху в пределах Восточного Тетиса и Паратетиса широко проявилось марганцерудное и редкометалльное оруденение (Никопольское, Чиатурское, Квирильское, Лабинское, Мангышлакское и др. месторождения марганца, металлоносные рыбные кладбища). Имеющиеся геохимические данные позволяют утверждать, что возникновение этой рудной эпохи обусловлено усиленным поступлением марганца с суши, где были развиты докембрийские породы и эффузивы, обогащенные этим металлом. Формированию благоприятного геохимического фона во многом способствовало широкое распространение на суше лесных ландшафтов, а также предельное увеличение биомассы растительности за счет господства голосеменных растений – избирательных концентраторов Mn.

Возникновение конкретных месторождений протекало на фоне усиленной седиментационной подачи металлов в палеоводоемы и осуществлялось позднее, на стадиях диагенеза и катагенеза.

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКРАИНЫ

Д.П.Хорошева ( ИГН АН УССР, Киев )

Отложения нижнего мела на территории юга восточной части Украины представлены неокон-аптом и альбом. Неокон-аптские отложения сохранились в опущенных блоках и в пониженных частях рельефа и являются континентальными аллювиальными и озерно-болотными образованиями. Аллювиальные отложения распространены в виде отдельных рукавов, они сверху по разрезу и на площади постепенно сменяются озерно-болотными каолинами, глинами и песками, выше которых залегают на ряде участков углистые пески, песчаники и

глины с пластами угля. Каолины оолитового и бобового строения, иногда бесструктурные ( $K_1$  п-ар), отдельные прослои которых оруднены, распространены в депрессиях в виде небольших островов среди озерно-болотных отложений, пойменных озер и стариц. Мощность продуктивного горизонта 2,5-3 м, глубина залегания 60-90 м. Рудоносные породы содержат гиббсит, главный рудообразующий минерал, каолинит, сидерит, кальцит, гематит, кварц, пирит, циркон, рутил, иногда сванбергит и флоренсит (Черниговская депрессия, Приазовье).

Исследования показывают возможность образования гиббсита в значительных концентрациях среди меловых аллювиальных, озерных, озерно-болотных пород не только за счет привноса и переработки лагеритного материала из кор выветривания, но и в процессе осадконакопления при диагенезе и эпигенезе. Масштабность их распространения и механизм образования недостаточно ясны и требуют дополнительного изучения.

Довольно строгая локализация аллитов нижнемеловых отложений в определенных тектонических зонах указывает на связь рудоносных осадочных толщ с сильно развитой разломной тектоникой. Отложения неоком-апта почти повсеместно перекрываются глауконитовыми песчаниками и кремнистыми породами альба, образованиями прибрежной части моря.

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Г.К.Хрусталева (ВНИГРИуголь, Ростов-на-Дону)

Геотектонический режим наиболее мощных этапов сланценакопления на территории СССР был различным. В связи с этим выделены платформенные и геосинклинальные сланценовые отложения.

Особенности геотектонического режима (этапность развития) геосинклинали обусловили различие геосинклинальных сланценовых толщ. Широко распространены сланценовые отложения доорогенного этапа развития геосинклинали, т.е. флишевые и флишеидные толщи прогибов. К ним приурочены палеогеновые менилитовые сланцы Карпат, верхнетриасовые-нижнеюрские сланцы таврической серии Крыма, меловые сланцы свиты "паук" района Новороссийска, нижнеюрские

сланцы Киргизии, среднеюрские - Южного Дагестана и др. Накопление горючих сланцев здесь связано с сублиторальными и литоральными зонами моря.

Менее распространены сланценовые отложения, сформировавшиеся в позднеинверсионную стадию развития геосинклинали. К ним относятся верхнекарбонные-нижнепермские горючие сланцы Зайсанской группы месторождений, девонские сланцы Кузнецкого бассейна и Минусинской котловины. Характер осадков свидетельствует о лагунной обстановке с различным режимом солености.

Основными критериями разделения платформенных сланценовых отложений являются влияние геологического времени и особенности геотектонического режима платформы. Исходя из этого, можно выделить сланценовые отложения древней устойчивой платформы (Оленевский, Прибалтийский, Волжский, Прикаспийские сланценовые бассейны, месторождения УССР), древней активизированной платформы (месторождения Иркутского бассейна), устойчивой молодой платформы (Байхожинское месторождение КазССР), активизированной молодой платформы (позднеюрские-нижнемеловые сланцы Забайкалья, позднемезозойские - Западно-Сибирской плиты; Байсунское месторождение УзССР и месторождения Южно-Таджикской депрессии).

Платформенные горючие сланцы связаны с широким кругом обстановок седиментации, среди которых преобладают обстановки открытого (кукерситы), прибрежного (волжские сланцы  $J_3V_1$ ) моря и лагунно-озерного типа.

Геотектонический режим и структурная позиция зоны, в которой накапливались горючие сланцы доманика Тимана, Ср.Урала, верхнего девона Припятского бассейна отличны от платформенного и геосинклиналичного.

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПАЛЕОЗОЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Д.П.Хрущов, В.Н.Бугаенко, С.А.Байбаков, М.И.Бланк, А.Д.Бритченко  
Г.И.Вакарчук (ИГФМ АН УССР, Киев; ПНГРТ, Полтава; ЧНГРТ,  
Чернигов)

При сравнительном изучении главных типов пород наблюдается тенденция спада средних содержаний значительной части рудных элементов вверх по стратиграфической шкале, что связано с унаследованностью от докембрийских отложений и вулканического субстрата впадины. Однако основные закономерности распределения этих элементов определяются не столько эволюционными причинами, сколько литологическим и литолого-фациальным контролем. Намечены основные типы пород, вмещающих рудные концентрации. Среди терригенных пород выделяются группы: песчаных и грубообломочных пород, с которыми связаны россыпи кластофильных элементов; пестроцветных (глинисто-песчаных), с которыми связано распространение рудопроявлений типа медистых песчаников; глинистых, вмещающих сорбированный комплекс микроэлементов; углеродистых, среди которых выделяются глинистые (комплекс элементов, осаждающихся в условиях сероводородного геохимического барьера и сорбируемых глинистым и органическим материалом — медь, свинец, цинк, кобальт, никель, ванадий, серебро и др.) и песчаные — свинец, цинк, медь; карбонатных — могут вмещать свинец, цинк; в зонах перехода к галогенным отложениям — барий, стронций; галогенных. Площадное распределение рудных концентраций большей части элементов также контролируется в основном литологическими факторами. В некоторых случаях прослеживается связь с источниками поступления рудного материала.

Для некоторых типов пород установлены корреляционные геохимические связи. Углеродистым аргиллитам свойственны четко выраженные корреляционные связи ванадия и хрома, никеля и кобальта, церия и лантана, иттрия и иттербия, свинца и цинка. Эти пары элементов связаны между собой менее сильными связями. Менее взаимокоррелируемость наблюдается между медью, с одной стороны, свинцом и цинком, — с другой, (с серебром медь обычно хорошо коррелируется, иногда проявляется корреляционная зависимость триады и олова). Устойчивые корреляционные связи элементов, сорби-

руемых глинистым материалом, заметны в глинистых породах, не обогащенных органическим веществом (хром и ванадий, свинец и цинк, хром и скандий, церий и лантан и др.). Эти связи сохраняются в песчаных породах, содержащих значительную примесь глинистого материала. В песчаниках, содержащих органическое вещество и входящих в состав пестроцветных толщ, прослеживается взаимокоррелируемость свинца и цинка, меди и серебра; пары элементов иногда характеризуются слабовыраженными связями.

Все рассмотренные корреляционные связи характерны для геохимической обстановки, присущей условиям образования определенных литофациальных комплексов и являются, таким образом, генетической характеристикой составляющих их рудных элементов.

В отношении большей части проявлений рудных элементов следует предполагать их поступление из источников сноса — окружающих кристаллических массивов. Этим объясняется приуроченность таких проявлений к краевым зонам впадины. Вместе с тем не исключается возможность поступления некоторых элементов в седиментационный бассейн в эндогенных растворах по продольным глубинным разломам. Эндогенные поступления, связанные с разломами, отделяющими центральный грабен, по-видимому, являлись рудопроявляющими для проявлений редкоземельной минерализации (церий и др.), что и определило их приуроченность к зоне центрального грабена.

В связи с прогнозной оценкой осадочных толщ основные стратиграфические подразделения рассматриваются как набор определенных литологических единиц, часть из которых является благоприятной для рудообразования, и при некоторых условиях могут быть рудовмещающими. На основе этой посылки проведен анализ положения намеченных типов рудовмещающих пород в стратиграфическом разрезе палеозоя во взаимосвязи между условиями их образования и определяющими условиями эволюции палеозойского осадконакопления в регионе.

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА  
И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ  
Ю.В.Шумилов ( СВНИ ДВНЦ АН СССР, Магадан )

Исследования процессов россыпеобразования, включая их физико-химическое моделирование, приводят к более детальным представлениям о факторах и механизмах мобилизации ценных минералов, их транспортировки и концентрации в осадке, что позволяет дополнить учение о континентальных отложениях и эволюции седиментогенеза в истории Земли. Континентальный литогенез (в понимании Е.В.Шанцера, 1966) и россыпеобразование — тесно сопряженные геологические процессы, а их эволюционная коррелятивность имеет историко-геологическое, литогенетическое и энергетическое содержание.

Исторически россыпеобразование синхронно самым ранним этапам дифференциации вещества на поверхности Земли. Россыпи маркируют эрозионно-аккумулятивные циклы в истории суши от протерозоя до верхнего плейстоцена на фоне посторогенных (реже орогенных) стадий развития континентов, локализуясь в базальных и инстративных слоях терригенных серий и являясь носителями геологической памяти об эродированных структурных и рудных этажах, циклах тектонических активизаций и фаз относительного покоя.

В литогенетическом отношении россыпеобразование есть рудный седиментогенез (механогенез, в понимании А.Е.Ферсмана), развивающийся в генетическом единстве с формированием элювия, делювия, аллювия и т.д. Следовательно, изученные механизмы дифференциации осадка по минеральному составу, применительно к россыпям различного возраста, отражают также закономерности формирования и эволюцию условий седиментогенеза вмещающих отложений.

Наиболее общим эволюционным фактором континентального литогенеза и россыпеобразования служит устанавливаемая экспериментально энергетическая причинность этих процессов.

Энергия состояния горных пород и приходящая энергия диссипируют на земной поверхности на физическую, химическую и биологическую составляющие, каждая из которых строго на своем энергетическом уровне продуцирует механо-, хемо- и биогенные компоненты осадочной системы. Эволюция этих составляющих в пространственно-временных координатах составляет сущность эволюции кон-

тинентального литогенеза и россыпеобразования, закодированной в скоплениях ценных минералов и вмещающем их осадке.

Физическая компонента литогенеза наиболее стабильна в истории Земли (гравитация, физические свойства тел и т.д.) и регулирует наименее энергоемкие ("примитивные") литогенетические процессы: диспергацию гипогенного вещества, зависящую от затрат энергии и времени, дифференциацию частиц по размерам и массе, гравитационное перемещение осадочных масс и т.д. Отложения физических процессов консервативны в своих главных чертах с протерозоя, в наибольшей степени подобны современным и климатически квазиазональны. Их литологические особенности и типы россыпей характеризуют физические параметры седиментационной арены.

Хомогенные литогенетические процессы более энергоемки, зависят от химических свойств субстрата и состава водно-газовой оболочки Земли, весьма чувствительны к зональному распределению тепла и влаги. Информативность осадка и россыпных концентраций в этом случае связана с индикаторными свойствами минеральных зерен: набором инертных минералов, данными об их поверхности (наличие пленок, каемок, корродированности, газово-жидких и других включений). Для континентальных отложений и типов россыпей с выраженным участием химических процессов характерна тесная связь с вариациями климата и тектоники, реализуемая через коры выветривания.

Роль биогенной составляющей седиментационных систем континентальных арен седиментации наименее исследована. Помимо стратиграфического значения, органическая составляющая обломочных толщ — весьма тонкий индикатор условий седиментации и энергетических параметров внешней среды, а при определенных условиях, — и концентратор редких и рассеянных элементов.

Параллельное прослеживание эволюции континентального литогенеза и россыпеобразования во всех трех аспектах взаимно обогащает соответствующие разделы геологических знаний, открывает перспективы устранения некоторых противоречий в общей теории литогенеза Н.М.Страхова (1960-1962).

## ЭВОЛЮЦИЯ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ Н.И.Юдин ( ИЛСАН СССР, Москва )

Вопросы эволюции процессов фосфатонакопления в ходе геологической истории остаются пока слабо изученными.

Накопленный к настоящему времени материал по апатитоносности раннедокембрийских (архей-нижнепротерозойских) осадочно-метаморфических комплексов СССР (Центрально-Алданский, Анабарский, Украинский щиты, Становой, Хамардабанский, Восточно-Саянский хребты) и других стран (Канада, Австралия, СРВ, Корея, Китай), представленных гнейсово-мраморной, мраморно-сланцевой и мраморной формациями свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатонакопления, теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением и биогенными процессами.

Разнообразие генетических типов фосфоритов, приуроченных к различным геологическим эпохам, свидетельствует о том, что морское фосфатонакопление от докембрия до настоящего времени прошло определенное эволюционное развитие, связанное с общей эволюцией Земли.

Анализ распределения концентраций фосфора по стратиграфической колонке указывает на их неравномерность, приуроченность к отдельным геологическим периодам (верхний архей, нижний протерозой, кембрий, ордовик, пермь, юра, мел, третичный), на усиление фосфатонакопления от древних к более молодым эпохам.

Каждый период характеризуется свойственными ему физико-химическими и геологическими процессами фосфатонакопления. Для всех фосфатоносных формаций от раннего докембрия до современных характерен постоянный парагенезис фосфата с карбонатами, который определяется кристаллохимическим единством фосфора и кальция и осаждением фосфата кальция в результате физико-химического равновесия в морской воде между  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$  при определенном значении pH, также зависящим от общего количества карбонатов в воде. Однако в раннедокембрийских фосфатоносных формациях наблюдается парагенезис фосфата кальция преимущественно с доломитом в виду того, что доломитообразование было основным видом карбонатного процесса в связи с более высоким содержанием  $\text{CO}_2$  в атмосфере в этот период, чем в последующие времена. Только в ордовике известны крупные концентрации фосфора, имею-

щие ярко выраженное биогенное происхождение, обусловленное появлением в этот период в огромном количестве организмов, строивших свою раковину из фосфата кальция. Характерной особенностью мезозойских желваковых фосфоритов Русской платформы является их парагенетическая связь с глауконитовыми породами. В раннем докембрии мы не встречаем таких крупных концентраций фосфора, которые наблюдаются, например, в нижнекембрийских отложениях М.Каратау, или в пермских — Скалистых гор США, что, по-видимому, объясняется отсутствием в раннем докембрии крупных морских бассейнов фосфатонакопления, аналогичных Каратаускому.

Основными факторами, способствовавшими усилению фосфатонакопления от раннего докембрия до мезокайнозоя явились, на наш взгляд, все возрастающее эволюционное развитие органической жизни на Земле и усложнение тектонического строения земной коры. Увеличение общей биомассы живой материи привело к увеличению резерва фосфора в океанической воде и созданию благоприятных физико-химических условий осаждения фосфата (повышение содержания  $O_2$  в атмосфере, общего количества карбонатов и в связи с этим рН морской воды). Расширение и развитие в позднем докембрии и особенно фанерозов океанов и морей, связанное с расчленением земной коры, способствовало образованию на краях континентов обширных шельфовых областей, в которых в условиях спокойного тектонического режима платформенного типа происходило формирование крупных фосфоритоносных бассейнов и провинций таких, как, например, Северо-Африканская и др., приуроченных к депрессионным погружениям.

Познание эволюции процессов фосфатонакопления имеет большое научное и практическое значение для понимания геологических условий и закономерностей размещения концентраций фосфора в осадочных толщах в разные геохронологические интервалы и в отдельные эпохи, а также для прогноза и поисков фосфатных руд.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

### ЧАСТЬ I. РАЗВИТИЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Акульшина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества в верхнем докембрии и фанерозое . . . . .	3
Анатольева А.И. Эволюция континентального красноцветного породообразования в истории Земли . . . . .	4
Афанасьев С.Л. Эволюция флишеобразования в мезозое-кайнозое (на примере Большого Кавказа). . . . .	6
Афанасьева И.М. Эволюция вещественного состава пород флишевой формации Карпат в мезозое-кайнозое . . . . .	8
Балицкий Д.К., Бровков Г.Н., Бучарская Г.С., Ярошевич В.М. Эволюция карбонатонакопления в докембрии и палеозое Саяно-Енисейской складчатой области . . . . .	9
Бгатов В.И. Земная атмосфера и коры выветривания . . . . .	II
Беленицкая Г.А. Сероводородоносные галогенно-карбонатные комплексы в геологической истории Земли . . . . .	12
Богданов Ю.А., Лисицын А.П. Главнейшие события мезозоя и кайнозоя и отражение их в осадочной толще океанов . . . . .	14
Босов В.Д., Кариев А.Р., Черенков И.Н. Эволюция условий седиментогенеза и формационная принадлежность осадочных образований фанерозой Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань) . . . . .	17
Булгакова М.Д. Эволюция палеозойско-триасового осадконакопления в восточной Якутии . . . . .	19
Бурков Ю.К., Певзнер В.С. О вероятной связи эволюции гипергенных геохимических систем с этапностью развития биоса . . . . .	21
Бурлин Ю.К., Архипов В.Е., Свистунов Е.П. Условия осадкообразования в ходе развития бассейнов островных дуг . . . . .	22
Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Изменение воздействия живого вещества на литогенез в связи с эволюцией биосферы . . . . .	24
Виноградов В.И. Ранние стадии геологического развития верхних оболочек Земли (по изотопным данным). . . . .	26
Войтович В.С. Эволюция и палеотектонические условия субплатформенного осадконакопления на срединных массивах . . . . .	27
Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. Периодичность развития осадочного процесса в геологической истории . . . . .	29
Гурова Т.И., Сердюк Э.Я., Запивалов Н.П., Краснов В.И., Мартынов В.А., Степанов С.А. Развитие процессов осадконакопления на территории Западно-Сибирской плиты . . . . .	31
Добровольская Т.И., Лебедев Ю.С. Конгломераты в геосинклинальных трогах прогерозоя и фанерозоя. . . . .	35
Драгунов В.И. Оцтогенез литологических тел в аспекте их иерархии, филогении и экологии . . . . .	37
Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Типы парагенетических ассоциаций континентальных отложений . . . . .	39

Жарков М.А. Эволюция соленосных формаций в истории фанерозоя . . . . .	41
Зайцев А.Г., Горбачев О.В. Карбонатные отложения раннего докембрия и их место в эволюционном ряду карбонатных формаций	42
Закруткин В.Е. Об относительном количестве живого вещества на разных этапах эволюции биосферы . . . . .	44
Казанский Ю.П. Развитие морского карбоната накопления в геологической истории Земли . . . . .	46
Константиновский А.А. Терригенные кварцевые формации и вопросы их эволюции в геологической истории . . . . .	47
Кузнецов В.Г. Некоторые черты эволюции рифообразования в истории Земли . . . . .	48
Кузнецов Г.А. Развитие осадочного процесса как отражение эволюции тектонических движений в истории Земли . . . . .	50
Маркевич П.В., Чудаев О.В. Геосинклинальное осадконакопление Сихотэ-Алиня и Камчатки - два пути развития . . . . .	52
Магухин Р.Г., Будников В.И., Ваг О.В., Ван А.В., Марков Е.П., Родин Р.С., Романова Э.Е., Соколов П.Н. История процессов осадконакопления при образовании чехла Сибирской платформы	53
Морозов Л.Н. Эволюция формирования кунгурской соленосной толщи Прикаспийской впадины . . . . .	55
Пак А.И. Важнейшие особенности эволюции состава и условий образования кор выветривания в истории Земли . . . . .	57
Патрунов Д.К. Развитие систем обстановок карбоната накопления в фанерозое . . . . .	59
Петров В.Р., Сараев С.В. Петрохимическая эволюция осадконакопления верхнего докембрия Западного обрамления Сибирской платформы . . . . .	61
Пучков Е.В., Зорин Е.С. Эволюция и металлогенические особенности углеродсодержащих терригенно-карбонатных формаций Казахстана . . . . .	62
Розен О.М. Преемственность и развитие естественных ассоциаций осадочных пород в докембрийской истории Земли . . . . .	64
Ронов А.Б. Эволюция осадкообразования в истории Земли . . . . .	65
Сагындыков К.С. Характер эволюции осадочного процесса и рудообразования венда-палеозоя Среднего Тянь-Шаня . . . . .	68
Сеньковский Ю.Н. Палеоокеанография и эволюция кремненакопления в восточной Атлантико-Тетидной части Мирового океана в мелу . . . . .	70
Скюра Б.Б., Родыгин Д.А. Эволюция седиментогенеза и металлогении красноцветных формаций Казахстана . . . . .	72
Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Коссовская А.Г., Дриц В.А., Виноградов В.И. Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах . . . . .	74
Хворова И.В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое . . . . .	77
Цейслер В.М. Типы терригенных формаций и их эволюция в фанерозое . . . . .	78

Шварцев С.Д. Добиогенная эволюция процессов химического выветривания . . . . .	80
Шеметов Г.А. Эволюция условий девонского седиментогенеза в Восточно-Уйменском синклинии (Горный Алтай) . . . . .	81
Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский вулканогенно-осадочный литогенез на Сибирской платформе. . . . .	83
Эллерн С.С. Эволюция осадочного процесса и формирование полезных ископаемых на платформах в связи с образованием некомпенсированных прогибов . . . . .	85
Яншин А.Л., Жарков М.А. Об эволюции осадочных формаций в геологической истории . . . . .	86
Яншин А.Л., Казанский Ю.П., Николаева И.В. Проблемы эволюции осадочного процесса . . . . .	88
<b><u>ЧАСТЬ П. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ТИПИЗАЦИИ ОБСТАНОВОК</u></b>	
<b><u>ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ</u></b>	
Афанасьев С.Л. Классификация типов литогенеза . . . . .	92
Варенцов И.М. Геохимическая эволюция постюрской седиментации центральной части северо-запада Тихого океана . . . . .	94
Вийдинг Х.А. Роль различных факторов кластогенеза в формировании и эволюции осадочных пород на древних платформах . . . . .	95
Волков И.И., Логвиненко Н.В. Диагенез осадков Мирового океана . . . . .	97
Горбач Л.П., Шехоткин В.В. Некоторые особенности осадконакопления в платформенных морях в конце мезозоя - начале кайнозоя . . . . .	100
Грайзер М.И. Диагностика континентальных отложений и перерывов позднего докембрия на примере Сибирской платформы и ее обрамления . . . . .	102
Гурова Т.И., Кондрина К.С., Чернова Л.С. Эволюция терригенных минералов в рифей-венд-нижекембрийских отложениях Сибирской платформы . . . . .	103
Данилов И.Д. Криолитогенез и его признаки . . . . .	105
Данилов И.Д. Эволюция криогенного осадочного процесса в геологической истории Земли . . . . .	107
Додатко А.Д. Эволюция процессов выветривания в послепарпейских корях Русской платформы (на примере Украинского щита) . . . . .	109
Желинский В.М., Корибицына В.Н. Соотношения стадий преобразования минерального и органического вещества в осадочных формациях . . . . .	111
Ивановская А.В., Петров В.Г., Соколова М.Ф. Эволюция олигомиктовых кварцевых комплексов в позднем докембрии . . . . .	113
Игнатова В.Ф. Шельфовое осадко- и породообразование в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану (сравнительное изучение современных и древних шельфов) . . . . .	115
Ипатов М.М. Диагностика континентальных перерывов в районе Воронежского кристаллического массива . . . . .	116

Каменева М.Ю., Бородаевская Э.В. Глаукоцит как показатель обстановок образования и преобразования ордовикских отложений Сибирской и Русской платформ. . . . .	I18
Кириллова Г.Л. К вопросу о принципах выделения и типизации обстановок осадконакопления. . . . .	I19
Коллин В.И. Диагенетические процессы в галогенезе . . . . .	I20
Корниенко С.П. Особенности развития выветривания в мезозойское-кайнозойское время и его влияние на осадкообразование на платформенной части Украины. . . . .	I22
Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Этапы аутигенного минералообразования в осадочном чехле и измененных базальтах океанов	I24
Крашенинников Г.Ф. Выделение и типизация обстановок осадконакопления и породообразования. . . . .	I26
Кричари Г.А., Корчагин В.В. О новых возможностях типизации обстановок осадконакопления с помощью рентгеновской дифрактометрии глинистых минералов. . . . .	I28
Кропачева С.К. Фации древней себкхи и принципы их выделения. . . . .	I29
Курносов В.Б., Холодкевич И.В., Кокорина Л.П., Котов Н.В. Гидротермальное влияние магматического фундамента на формирование осадков в океане (по природным и экспериментальным данным). . . . .	I30
Лисицын А.П. Глобальные пояса лавинной седиментации — строение и эволюция. . . . .	I31
Лукашев В.К., Лукашев К.И. Кайнозойский литогенез — модель и эталон в оценке эволюции осадочного процесса на Земле (палеогеохимические критерии корреляции). . . . .	I34
Македонов А.В. О типизации и систематике осадочных пород и фаций. . . . .	I36
Марковский Н.И. Устья палеорек — области интенсивного осадконакопления и формирования горючих ископаемых. . . . .	I37
Махнач А.А. Галогенные минералы негалогенных фаций — глобальное явление в подсолевых формациях. . . . .	I40
Мац В.Д., Голдырев Г.С., Ломоносова Т.К., Шурыгин Б.Л. Континентальный литогенез (протерозой-кайнозой) на западной окраине Байкальской горной области. . . . .	I41
Мельник А.П. Литолого-фациальные особенности и корреляция разрезов мезозойских и кайнозойских отложений Украинского щита и Причерноморской впадины. . . . .	I43
Михайлов А.С., Карпова М.И. Уран как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления в природных бассейнах	I45
Мурдмаа И.О. Типизация обстановок осадкообразования в современном океане. . . . .	I47
Мурзалиев А.Г. Особенности карбонатонакопления в ордовике Чингиз-Тарбагатай. . . . .	I49
Назаревич Б.П., Назаревич И.А. Эволюция обстановок осадконакопления на мезозойском этапе развития Скифской плиты	I51
Николаева И.В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. . . . .	I53

Окнова Н.С. Эволюция ассоциаций терригенных минералов с развитием осадочного процесса . . . . .	154
Осипова А.И., Бельская Т.Н. Выделение обстановок осадконакопления при комплексных палеоэкологических и литологических исследованиях . . . . .	156
Пиррус Э.А. Аутигенное минералообразование в глинистых толщах венда и кембрия Прибалтики . . . . .	158
Предтеченский Н.Н. Литотипы и фации (принципы выделения и таксономия). . . . .	159
Прохоров И.Г., Бобров В.П., Соколова Г.У. Эволюция минерального состава глинистых пород Донбасса в фанерозое. . . . .	161
Ратеев М.А., Тимофеев П.П. Глинообразование в фациальных зонах мезозойских, кайнозойских и плейстоценовых осадков Атлантического и Тихого океанов . . . . .	162
Семенов П.В., Семенов В.П. Кремнистые породы невулканических областей и принципы их типизации . . . . .	164
Сидоренков А.И. Выделение и типизация палеоклиматических обстановок терригенного осадконакопления по составу карбонатов	166
Солотчина Э.П., Сухоруков Ф.В., Столповская В.Н. Глинистые минералы как индикаторы обстановок формирования кор выветривания и их преобразование на пути в бассейны седиментации . . . . .	168
Стацук М.Ф. Термодинамический подход к связи ангидритовых толщ с морской водой . . . . .	169
Тимофеев П.П., Ренгартен Н.В., Еремеев В.В. Литолого-фациальный анализ применительно к отложениям океана . . . . .	170
Троицкий В.И. Системный анализ уровней организации осадочного вещества - основа типизации и выделения обстановок осадконакопления . . . . .	172
Урумбаев Б.У. Геохимические черты эволюции осадкообразования в позднем девоне и карбоне на территории Западного Прибалхашья . . . . .	174
Цыкин Р.А. Обстановки осадконакопления карстовой фациальной области . . . . .	176
Чернова Л.С., Мандрикова Н.Т., Мазаева П.К. Особенности эволюционного преобразования карбонатных пород-коллекторов нефти и газа (Западная Якутия). . . . .	178
Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А., Варсимашвили Э.В., Кикодзе Г.С., Цабадзе Н.Г., Чечелашвили И.Д. Обстановки осадконакопления и породообразования в мезозое Грузии . . . . .	179
Эйнасто Р.Э. Модельные фациальные ряды основных стадий развития силурийских краевых бассейнов северной Евразии . . . . .	181
Ясаманов Н.А. Глобальные климаты мезозоя и кайнозоя . . . . .	183
Ястребова Т.А. Мобильность рельефа дна бассейнов и осадконакопления . . . . .	185

### ЧАСТЬ III. ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И ФОРМИРОВАНИЕ

#### ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ажгиревич Д.Ф. Закономерности размещения и парагенезис горючих ископаемых в фанерозое . . . . .	187
---	-----

Асаналиев У.А., Джумалиев Т.Д., Турдукеев И.Д. Эволюция литогенеза и стратиформного рудообразования Тянь-Шаня. . . . .	188
Боголюбова Л.И., Тимофеев П.П. Органическое вещество (ОВ) "черных сланцев" Атлантики и Тихого океана и их нефтегазоматеринский потенциал. . . . .	190
Богомолов Г.В., Ермоленко В.А., Урьев И.И. Эволюция процесса фосфатообразования в пределах запада Русской плиты. . . . .	191
Божко В.С., Жураев Ш. Некоторые особенности эволюции фосфатонакопления в фанерозое Средней Азии. . . . .	193
Бровков Г.Н., Мирошников А.Е. Эволюция обстановок формирования стратиформных полиметаллических месторождений. . . . .	195
Ван А.В., Матухин Р.Г. Цеолитонность фанерозойских отложений Сибири. . . . .	198
Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В., Тараненко Е.И. Эволюция нефтеобразования в древних отложениях. . . . .	199
Вировец В.В. Эволюция экзогенных рудоносных формаций в геологической истории Средней Азии. . . . .	201
Власов В.И. Эволюция палеозойского углеобразования и осадконакопления на территории Казахстана. . . . .	203
Вышемирский В.С. Эволюция каустобиолитов в истории фанерозоя. . . . .	205
Гурари Ф.Г., Гавшин В.М. Планктоногенные отложения фанерозоя как показатель устойчивости содержания в морской воде редких и радиоактивных элементов. . . . .	207
Гурвич Е.Г., Богданов Ю.А., Лисицын А.П. История гидротермальной деятельности в океане. . . . .	208
Давыдов Ю.В., Галамов А.Д., Чиряев А.Г. Эволюция и размещение стратиформного полиметаллического и медного оруденения на территории Якутии. . . . .	209
Делисова Т.А. Геохимические аномалии вольфрама в кембрийских отложениях Ханкайского массива (Приморье). . . . .	211
Держгин Ю.Н. Палеогеографические реконструкции условий образования кварцевых конгломератов района Тарагай-Хая (Алданский шит). . . . .	212
Жовинский Э.Я., Зарицкий А.И., Ткачук Л.Г. Формирование месторождений плавленого шпата в процессе литогенеза. . . . .	213
Замаренов А.К., Федоров Д.Л. Эволюция палеозойского осадконакопления на древней периконтинентной окраине Восточно-Европейской платформы в связи с нефтегазоносностью. . . . .	215
Занин Ю.Н. Вопросы эволюции фосфоритообразования в истории Земли. . . . .	216
Заседателев А.М. О преимущественном формировании осадочных и вулканогенно-осадочных рудоносных толщ в низких палеогеографических широтах. . . . .	218
Ильин А.В. Эволюция и периодичность фосфатонакопления. . . . .	220
Карпова М.И., Силантьев В.Н., Крутиков В.П. Особенности фосфатонакопления в мезозое-кайновое на Русской платформе и Туранской плите. . . . .	222

Китык В.И. Эволюция нефтегазоносности осадочных толщ фанерозоя . . . . .	223
Кореневский С.М. Эволюция калиеносных бассейнов и типов калиеносных формаций на протяжении фанерозоя . . . . .	225
Левин В.И., Метелкина М.П., Прокочук Б.И., Шофман И.Д., Осина Т.И. Реконструкция условий накопления меловых отложений в карстовых депрессиях севера Сибирской платформы . . . . .	227
Македонов А.В., Волкова И.Б., Гуревич А.Б., Иванов Н.В., Котлуков В.А., Семериков А.А. Эволюция состава и распространения твердого ОВ в геологической истории . . . . .	229
Македонов А.В., Петровский А.Д., Кривулина Ю.А. Эволюция и зональность гумидного литогенеза и рудогенеза . . . . .	230
Макушин А.А. Эволюция рудообразования рифейско-палеозойского этапа развития земной коры Западно-Уральской материковой окраины Восточно-Европейского континента . . . . .	232
Мачабели Г.А., Сапожников Д.С., Соколова Е.А. Основные этапы развития марганцевого рудного процесса в истории Земли . . . . .	234
Миртова С.М. Анализ рудоносности вулканогенно-осадочных формаций докембрия и раннего палеозоя Кузнецкого Алатау . . . . .	235
Михайлов Б.М. Принципиальные различия экзогенного рудообразования в докембрии и фанерозое . . . . .	237
Михина В.В. О металлоносности меловых черных глин Северной Атлантики . . . . .	240
Мстиславский М.М. Закономерности проявления и эволюция марганцерудного процесса от протерозоя к кайнозой . . . . .	241
Наркелин Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Эволюция осадочного медянакопления . . . . .	242
Неручев С.Г., Бекетов В.М. Эволюция обстановок в накоплении богатых сапропелевым органическим веществом сланцевых отложений . . . . .	243
Озол А.А. Эволюция экзогенного минералообразования бора и основные эпохи его рудоотложения . . . . .	245
Покрышкин В.И. Эволюция осадочных формаций мезозоя и кайнозоя и ее отражение в фосфоритонности Северной Африки и Аравии . . . . .	247
Рагозин Л.А. Эволюция осадочного процесса неотектонического этапа Западной Сибири и образование россыпей . . . . .	248
Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С. Эволюция галогенного и биогенного породообразования, их взаимосвязь в истории Земли . . . . .	250
Сеидов А.Г., Алиев И.Дж., Велиев М.М. Эволюция осадочного процесса эопеновых отложений и связанные с ними полезные ископаемые — цеолиты и каолины (на примере Араксинской зоны Малого Кавказа) . . . . .	252
Сергеева Ж.И., Шубенин Н.Г. Образование высокоглиноземистых пород в ходе эволюции осадочного процесса . . . . .	254
Скляров Р.Я. Эволюция алюминиевого рудообразования в геологической истории Дальнего Востока . . . . .	255

Склярова Г.Ф., Скляров Р.Я., Роганов Г.В. Периоды экзогенного рудообразования Дальневосточной части СССР . . . . .	257
Созинов Н.А., Горбачев О.В. Углеродистые формации и их эволюция в истории Земли . . . . .	259
Соколов А.С. Типы фосфатонакоплений и закономерности их историко-геологических изменений . . . . .	261
Степенко В.П., Полников Г.А. Эволюция осадконакопления и стратиформного оруденения в истории развития земной коры (на примере юго-восточного Казахстана) . . . . .	262
Теняков В.А. Процессы экзогенеза и бокситообразования в геологической истории Земли . . . . .	263
Фомин А.Н., Шугуров В.Ф. Рассеянное органическое вещество и изменение его состава в доюрском нефтегазоносном комплексе юго-востока Западно-Сибирской плиты . . . . .	265
Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе . . . . .	267
Хорошева Д.П. Литологические особенности рудоносных меловых отложений восточной части Украины . . . . .	268
Хрусталева Г.К. Геотектонический режим и седиментационные обстановки накопления горючих сланцев . . . . .	269
Хруцов Д.П., Бугаенко В.Н., Байбаков С.А., Бланк М.И., Бритченко А.Д., Вакарчук Г.И. Рудно-геохимический профиль осадочных отложений палеозоя Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	271
Шумилов Ю.В. Эволюция континентального литогенеза и россыпеобразования в истории Земли . . . . .	273
Юдин Н.И. Эволюция фосфатонакопления . . . . .	275

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор *Л.А. Жукова*

---

Подписано к печати 3.09.1981г. МН 06460  
Бумага 60x84/16. Печ.л. 16,5, Уч.-изд.л. 16,0  
Тираж 600. Заказ 254. Цена 1р.10к.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.