

**БАССЕЙНОВЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ
И МИНЕРАГЕНИЯ**

НОВОСИБИРСК 1989

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**БАССЕЙНОВЫЙ
ЛИТОГЕНЕЗ
И МИНЕРАГЕНИЯ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1989

УДК 552.5+550.4+553.0

Бассейновый литогенез и минерагения: Сб. науч. тр. /АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.: В.И.Бгатов (отв. ред.) и др.] Новосибирск, 1989. 163 с.

Приводятся примеры седиментационных и осадочных бассейнов или их частей в широком возрастном интервале: от современных до докембрийских. Разнообразен набор рудного вещества и вмещающих пород. Показаны гидродинамические условия формирования титано-магнетитовых россыпей, свинца и цинка в карбонатных породах, связь рудных элементов с глинистым веществом. Методические вопросы касаются использования экспериментов и термодинамических расчетов в изучении карбонатной системы и глинистого вещества как показателя палеогеографических обстановок в областях размыва и седиментации.

Представляет интерес для геологов, занимающихся вопросами литологии и рудообразования.

Р е д к о л л е г и я

д-р геол.-мин. наук В.И.Бгатов (отв. редактор),
д-р геол.-мин. наук Е.П.Акульшина,
канд. геол.-мин. наук В.Г.Петров, Г.И.Танягин

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук И.В.Николаева (ИГиГ СО АН СССР),
д-р геол.-мин. наук Р.С.Родин (СНИИГТИМС Мянгео СССР)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1989

Ю.П.Казанский

БАССЕЙНОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ (Проблемы и задачи)

В последние годы в мировой литологической литературе усиленно разрабатывается теория бассейнового литогенеза, включающая концепции формирования осадков и осадочных пород в пределах конкретных разнофациальных бассейнов. Стержневым вопросом в такого рода построениях является проблема реконструкции седиментационных бассейнов (Седиментология, 1980; Селли, 1981; Казанский, 1983; Лидер, 1986; Тимофеев, 1987 и др.). При всем многообразии взглядов и подходов при решении этой проблемы общим остается вопрос о масштабности изменения факторов, ландшафтов и других седиментационных параметров в геологической истории нашей планеты.

Для того чтобы оценить изменчивость обстановок седиментации, необходим правильный методологический подход. Представляется, что основы такого подхода предложены Н.М.Страховым (1973), который сформулировал сравнительно-литологический анализ при изучении современного и древнего осадконакопления. Такой сравнительный анализ был предложен в противовес актуалистическому методу производить исследование путем выявления признаков не только сходства, но и различия показателей седиментации и постседиментационных изменений.

Дальнейшее развитие этих представлений, фактически являющихся наметками нового подхода, вырисовывается путем разработки концепции гетерогенности осадков и осадочных пород, существующих во времени в виде ассоциаций седиментационных и постседиментационных составляющих. Для каждой из них должен существовать свой метод: сравнительно-седиментологический и сравнительно-стадиальный. Остановимся на первом.

Сравнительно-седиментологический метод является новым методическим подходом, базирующимся на сравнении двух групп седиментационных компонентов: аллохтонных и автохтонных. Аллохтонные компоненты включают те части седиментационной составляющей, которая по генезису чужда конкретной обстановке формирования осадка, так как привнесена со стороны. Таким образом, они представлены в основном природным обломочным материалом разной размерности, однако к ним следует отнести также продукты переноса

ураганами, которые нередко доставляют в седиментационные бассейны флору и фауну, а также техногенные вещества, все больше и больше засоряющие современные водоёмы.

Из сказанного следует, что аллохтонные компоненты в своем составе отражают прежде всего источники осадочного материала. Кроме того, их размеры и пространственное расположение указывают на динамику среды седиментации, которая связана с её фазовым состоянием, а также с рельефом областей размыва, переноса и седиментации.

Преобладающими аллохтонными компонентами являются кварц, обломки пород, вулканокластический материал и глинистые минералы. Информативность кварца как показателя источника материала определяется характером структуры зерна и типом включений. Существующая на этот счет литература позволяет производить соответствующие реконструкции по распределению в осадочных породах разных типов кварцевых частиц, преимущественно псаммитовой размерности. Кроме того, увеличение количества кварцевых обломков, появление мощных пачек и свит, сложенных обломочным кварцем, обычно свидетельствует о размыве кор выветривания, развитых по породам, первично обогащенным кварцем (Казаринов, 1945 и др.).

Обломки пород и вулканокластический материал являются наиболее представительными индикаторами источников осадочного материала. Однако их информативность убывает по мере сокращения размеров частиц соответствующих компонентов, обладающих рядом специфических особенностей образования и переноса. Обломки пород характеризуются разной устойчивостью при транспортировке в водной среде, а вулканокластика, кроме того, отражает особенности характера извержений. Материал вулканического происхождения распространён в осадках и осадочных породах гораздо шире, чем это известно. Не всегда удается его обнаружить вследствие трудной диагностики, а также благодаря его нестойкости в постседиментационных изменениях и разнообразия продуктов изменения (Ван, Казанский, 1985).

Большое количество нерешенных вопросов связано с оценкой информативности аллохтонного глинистого материала. До настоящего времени не существует четких диагностических признаков для различия обломочных и аутигенных минералов, нет единых шкал этапности изменения глинистого вещества в постседиментационном ста-

диальном процессе, что определяют высокую степень дискусионности разработанных методик при использовании глинистого вещества применительно к диагностике седиментационных процессов. Это относится как к информативности в соотношениях породообразующих окислов, различающихся по степени подвижности при выветривании (глинозем, окиси титана, калия, натрия и др.), так и к сорбированным микроэлементам (бор, галлий и др.). Следует добавить, что не разработаны также критерии, позволяющие отличить глинистый материал, заимствованный непосредственно из кор выветривания и почв, от вещества, испытавшего переотложение в процессах размыва более древних глиносодержащих пород и многократного переыва при транспортировке. Не менее важными являются такие оценки для моно- и полиминеральных фракций, смесей с участием смешанослойных минералов и т.д.

Автохтонные седиментационные компоненты являются продуктами, возникшими в физико-химических обстановках различных частей бассейна. Они представлены хемобиогенными образованиями различного состава (кремнезем, глинозем, окислы железа и марганца, силикаты, карбонаты, сульфаты, хлориды и др.). Отражая низкотемпературные физико-химические условия среды седиментации, эти компоненты являются самыми неустойчивыми при постседиментационных преобразованиях, в связи с чем возникает задача реконструкции их состава по диагенетическим, катагенетическим и низкотемпературным продуктам.

При изучении автохтонных компонентов, кроме состава, большую информативность приобретают: кристаллохимия, присутствие микроэлементов, газово-жидкие включения, микроструктуры поверхности зерен и т.д. Анализ этого материала, полученный по кремнезему, силикатам, карбонатам и другим соединениям, выявил двойственную природу информации, которую дают автохтонные компоненты. С одной стороны, изучение кристаллохимических особенностей, газово-жидких включений и т.д. позволяет разрабатывать схемы развития сред седиментации планетарного типа (атмосфера, гидросфера, биосфера). Таким образом составлены системы развития атмосферных газов, термобарических показателей приповерхностных зон Земли, солевого состава морских и океанических вод и т.д. (Николаева, 1977; Казанский, 1983 и др.). С другой стороны, эти и другие автохтонные компоненты позволяют выяснить характер изме-

нения физико-химических параметров в пределах конкретных седиментационных обстановок бассейнов разного типа (Казанский, Донцова, 1975; Петриченко, 1977).

Информация, полученная в результате изучения алло- и автохтонных седиментационных компонентов, однозначно решает проблемы непостоянства сред седиментации и источников осадочного материала, развития осадочных процессов. Эти различия по сравнению с современными условиями проявляются в масштабности влияния тех или иных параметров на состав и строение осадков и они тем больше, чем древнее осадочные толщи. Таким образом, седиментационные процессы, характерные для наиболее отдаленных геологических эпох, могут быть настолько угнетены в современных бассейнах, что для понимания их физико-химических особенностей требуются специальные экспериментальные исследования и моделирование с помощью ЭВМ.

К сожалению, экспериментально проверены в основном процессы аллохтонной седиментации (дифференциация обломочного материала, стабильность отдельных компонентов при переносе, моделирование процессов формирования осадочных текстур и т.д.). Значительно меньше внимания уделяется экспериментам в области автохтонного седиментогенеза. Наиболее значительные результаты получены по изучению карбонатной системы. Эксперименты подтвердили, что кристаллические формы доломита и магнезита из низкотемпературных хлоридно-карбонатных растворов не образуются, вместо них возникают метастабильные, рентгеноаморфные соединения, близкие по составу к разным типам магнийсодержащих карбонатов (Казанский, Любушко, 1980). Однако при термобарической обработке этих соединений в присутствии растворов они преобразуются в доломит и магнезит (Дымкин, 1986).

Построение физико-химических моделей сред осадконакопления седиментационных процессов с помощью ЭВМ выполнено для атмосферы, гидросферы, выветривания, боксито- и марганцеобразования (Дроздовская, 1986; Кашик и др., 1980; Копейкин, 1982 и др.). В случае, если при построении моделей учитывались гипотезы непостоянства состава и термодинамических параметров седиментационных сред, получаемые результаты оказывались вполне сопоставимыми с фактами, наблюдаемыми в природных объектах.

Суммирование сведений о современных и ископаемых седиментационных компонентах алло- и автохтонного генезиса составляют ос-

нову для реконструкции обстановок осадконакопления (Казанский, 1983; Лисицын, 1988 и др.). В данном случае основным элементом является петротип, несущий конкретную генетическую нагрузку (генотип). Комбинация генотипов составляет фациальный многослой, отражающий обстановку осадконакопления в какой-то части седиментационного бассейна. Примером седиментационного бассейна могут служить породно-слоевые ассоциации древних и современных речных систем. Их типизация базируется на вещественно-структурном выражении русловых, пойменных и старичных фацлий. Так, для рифея разных континентов характерны многослой, сложенные кварцевыми, часто красноцветными крупно- и среднеобломочными породами (кварцитами), переходящими в верхней части пачки в более мелкообломочные разности (до алевритовой размерности), алевриты и аргиллиты. Они отвечают аллювиально-пролювиальным циклам. Как показал А.В.Сочава (1979), в рифейских аллювиальных осадках в отличие от послесилурийских более широко распространены следы резких пульсаций речного стока и чередований влажных и засушливых периодов, что объясняется отсутствием растительности на суше.

Многочисленные примеры многослоев, характеризующих различный состав и режимы седиментации, известны для прибрежных, шельфовых и более глубоководных обстановок разновозрастных морских бассейнов с интенсивным карбонатонакоплением (Уилсон, 1980; Казанский, 1983 и др.). Систематизация этих слоевых комплексов в пределах разновозрастных седиментационных бассейнов, а также их сравнительный анализ для разновозрастных, но близких по составу ассоциаций является реальным путем развития концепции бассейнового седиментогенеза.

Литература

ВАН А.В., КАЗАНСКИЙ Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 128 с.

ДРОЗДОВСКАЯ А.А. Глобальная эволюция системы океан-атмосфера - взаимодействующая часть литосферы в истории Земли в связи с формированием докембрийских джеспилитов // Геохимия природных вод. Тр. 2-го Международ. симпозиума, 17-22 мая 1982 г. Ростов-на-Дону. Л., 1986. С.56-67.

ДЫМКИН В.А. Опыт применения сравнительного анализа при изучении карбонатного вещества // Морфология, генезис и закономерности размещения минеральных образований Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск, 1985. С.106-III.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., ДОНЦОВА Е.И. О генезисе конседиментационных кварцевых и халцедоновых тел по данным изотопии кислорода // Геохимия. 1975. № II. С.1676-1683.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., ЛЮБУШКО Г.И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки современного и древнего доломитообразования // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980. С.140-147.

КАЗАРИНОВ В.П. Генезис кварцевых песков Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1945. Т.49, вып.6. С.444-447.

КАШИК С.А., КАРПОВ И.К. Изменения в системе океан-атмосфера-литосфера и физико-химическая эволюция процессов выветривания // Геохимия платформенных и геосинклинальных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М., 1980. С.129-130.

КОПЕЙКИН В.А. Поведение марганца в процессе выветривания // Докл. АН СССР. 1982. Т.263, № 2. С.444-447.

ЛИДЕР М.Р. Седиментология. М.: Мир, 1986. 440 с.

ЛИСИЦЫН А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.

НИКОЛАЕВА И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 320 с.

ПЕТРИЧЕНКО О.И. Атлас микровключений в минералах галогенных пород. Киев: Наук. думка, 1977. 183 с.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ / Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Урунг Р.М. М.: Недра, 1980. 646 с.

СЕЛЛИ Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 340 с. 340 с.

СОЧАВА А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л.: Наука, 1979. 207 с.

СТРАХОВ Н.М. Метод сравнительно-литологический // Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1973. С.454.

ТИМОФЕЕВ П.П. Проблемы литологии // Литология и полезн. ископаемые. 1987. № 3. С.3-13.

УИЛСОН Д.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Т.П.Аксенова, С.В.Сараев, Г.М.Писарева

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В СУБЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И СОВРЕМЕННЫЕ РОССЫПИ ТИТАНОМАГНЕТИТА

В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса от Амурского лимана до мыса Туманный широко распространены вулканогенные породы андезитовой формации, относящиеся к кузнецовской свите и кизинской серии палеоген-неогенового возраста. Одной из характерных особенностей пород этого стратиграфического уровня является повышенное (2-5 %) содержание ванадистого титаномагнетита ($V_2O_5 = 0,4-0,6 \%$, $TiO_2 = 7-13 \%$), который высвобождается при морской абразии и накапливается в прибрежно-морских россыпях. Наиболее перспективным россыпеобразующим субстратом являются пирокластические породы в целом, разрушающиеся в 2-3 раза быстрее, чем лавы и не требующие глубокого химического выветривания для освобождения полезного компонента. Среди лав повышенные содержания титаномагнетита несут породы с преобладанием в составе порфировых выделений плагиоклаза андезин-лабрадоритового состава (Кутолин, Прусевич, 1985; Кутолин и др., 1987).

Наряду с существованием высокоперспективных коренных источников полезного компонента, важным, если не решающим, для образования россыпей является характер гидродинамических процессов в приматериковой шельфовой зоне Татарского пролива и темп абразии берегов. На рассматриваемом участке побережья выделяется два типа берегов: абразионный слаборасчлененный бухтовый берег от мыса Суцева до мыса Красный Партизан сменяется южнее ровным абразионным берегом до мыса Туманный. Для первого типа характерны достаточно крупные, но слабо врезанные бухты (Аукан, Сюркум) или более врезанные, но незначительные по размерам типа Чумы-Дуа. Для второго типа характерны лишь мелкие, слабо врезанные бухты (Аджима, Пуна).

Аккумулятивный тип берега встречается редко (мыс Песчаный, бухта Старка), его образования не играют заметной роли в балансе прибрежных осадков.

Характер течений, оказывающих существенную роль на поток наносов в приматериковой части Татарского пролива, довольно сложный. Для участка побережья южнее мыса Красный Партизан уста-

новлено ясно выраженное вдольбереговое перемещение наносов в северо-восточном и северном направлениях, обусловленное воздействием преобладающих ветровых волнений южных румбов. Оно устанавливается по характерному смещению в этих направлениях галечных шлейфов у выходов на побережье единичных гранитоидных массивов, являющихся своеобразными визуальными маркерами в силу своего контрастного состава.

Указанный поток наносов к северу от мыса Красный Партизан сильно ослабевает в связи с большей расчлененностью берега. Как на юге, так и на севере побережья вдольбереговой поток наносов деформируется встречным Северо-Японским течением. Влияние последнего сказывается начиная с глубин более 20 м. Наиболее сложная картина локальных течений возникает в районах сильно выступающих мысов, таких как мыс Сюркум, где даже при сильном южном ветре у берега может наблюдаться не менее сильное северное противотечение.

Общая приглубость берега, особенно характерная для южной части пролива, препятствует образованию широкого вдольберегового потока наносов, а на отдельных участках (мысы, уклоны дна повышенной крутизны) значительная часть наносов увлекается на глубину. Вследствие этих причин, а также при практическом отсутствии аллювиальных выносов возникает дефицит материала во вдольбереговых потоках, препятствующий образованию крупных аккумулятивных форм.

Как уже отмечалось, к северу от мыса Красный Партизан дифференциация и аккумуляция обломочного материала в меньшей степени зависят от общего транзитного вдольберегового потока наносов. Ведущим здесь является процесс поперечного (относительно береговой линии) перемещения и дифференциации осадков, что не исключает локального вдольберегового перемещения в пределах бухт.

Специфика состава коренных береговых отложений, рассмотренная выше, оказала существенное влияние на гранулометрию и вещественный состав прибрежных осадков. Так, дефицит гравийных и крупнопесчаных фракций, промежуточных между распространенными крупногалечными и мелкозернистыми песчаными осадками, объясняется, по-видимому, обилием в составе размываемых коренных пород туфов. К северу от мыса Бычий до бухты Аукан преобладают гравийно-валунно-галечные отложения с небольшой примесью песка, причем

в узкой зоне, примыкающей к берегу, развиты мелкозернистые пески. В самой бухте Аукан в направлении от берега в глубь моря галечные отложения сменяются песком, затем следуют песчано-гравийно-галечные осадки. Между мысами Аукан и Терпения преобладают пески различной размерности. Встречаются как чистые пески, так и пески со значительной долей алеврита при почти полном отсутствии пелитовой фракции. Медианный размер песков этого района находится в интервале 0,12–0,89 мм, преобладают мелкозернистые пески. Коэффициент сортировки (S_o) составляет 1,26–1,63, т.е. в основном осадки относятся к хорошо сортированным. Высокие содержания титаномагнетита ($> 10\%$) отмечаются для проб песков с медианными размерами зерен, находящихся в интервале 0,15–0,3 мм. В районе мыса Пещерный и бухты Аджима пески более тонкозернистые, медианный размер колеблется от 0,11 до 0,15 мм. Сортировка материала здесь более высокая и составляет 1,09–1,26.

Среди сублиторальных современных осадков западной части Татарского пролива (до глубины 50–70 м) выделяются (по степени распространенности): мелкозернистые пески, галька, валуны, илистые пески, илистый гравий и галька, глинистые, алевритоглинистые илы, ракуша, песчано-галечная ракуша, сапропелевые илы, титаномагнетитовые мелкозернистые пески. Среди отложений Татарского пролива в целом В.Ф.Игнатовой (1980) выделены осадки олигомиктово-кварцевого, грауваккового, граувакково-кварцевого и граувакково-аркозового составов. Приматериковая часть Татарского пролива отнесена В.Ф.Игнатовой и Г.И.Худяковым (1983) к эпидот-магнетит-пироксеновой провинции.

Вещественный состав осадков, его гранулометрия, степень окатанности обломочных зерен и степень вторичного изменения минералов в обломках во многом определяются составом размываемых коренных пород и типом твердых потоков наносов, из которых они были отложены. Так, в составе мелкозернистых песков сублиторальной части Татарского пролива, наряду с плагиоклазом и обломками пород, достаточно широко развит кварц, практически полностью отсутствующий в осадках к северу от мыса Красный Партизан, где среди преобладающих обломков появляются ромбические и моноклинные пироксены, встречающиеся на юге обычно только в качестве второстепенных. Эти отличия в минеральном составе вызваны тем, что на юге Татарского пролива пески отражают усредненный состав

транзитных вдольбереговых потоков, а на севере, как это установлено на примере крупной бухты Аукан, возникли в результате "поперечной" волновой дифференциации осадков, возникающих при абразии коренных пород бухты. Этим же объясняется лучшая окатанность обломков из песков южной части Татарского пролива, а также преобладание в них (по сравнению с севером) мелких фракций и более высокая степень измененности плагиоклазов и других минералов.

Проведено также изучение минералогического состава пелитовых фракций $< 0,002$ и $< 0,01$ мм, выделенных из донных прибрежных осадков сублиторали, отложенных приустьевых частей рек, лагун и конусов выноса. Рентгенофазовый анализ показывает, что обычно в составе этих фракций преобладают кварц и полевые шпаты, в редких случаях – глинистые минералы.

Тонкие фракции образцов, отобранных из конусов выноса временных потоков в районе мыса Сюркум и из коры выветривания, развитой по гранитоидам эоценового возраста прибрежного комплекса, составляют вермикулит, метагаллуазит, гидрослюда и каолинит.

В песчаных осадках, взятых из устьевых частей рек, а также из речных отложений, незначительно удаленных от устьев рек (реки Аджима, Чумка, Аукан, Сюркумка), основными глинистыми минералами, слагающими фракции $< 0,002$ и $< 0,01$ мм, являются монтмориллонит, гидрослюда и хлорит. Обычно монтмориллонит преобладает, а хлорит и гидрослюда находятся в меньших количествах. В некоторых случаях монтмориллонит – единственный глинистый минерал этих фракций. В русловых осадках р.Аукан иногда отмечается пиррофиллит.

Во фракции $< 0,01$ мм глинистых песков оз.Быки кроме кварца и полевых шпатов обнаружены хлорит и гидрослюда, причем хлорит преобладает. Интересен состав осадков, отлагающихся в бухте Старка. Лагуна находится к западу от мыса Сюркум, имеет форму треугольника и отделяется от моря узкой косой; сложенной в основном галькой. На юге в нее впадает р.Сюркумка. В той части лагуны, которая ближе к устью р.Сюркумка, осадки представлены в основном тонко- и среднезернистыми песками; в самой устьевой зоне пески содержат обильный растительный детрит. В центральных частях лагуны и около косы залегают черные глинистые илы с корродированными обломками крупных раковин. Ил содержит в виде пигмента и выделений гидротроиллит, а также железистые конкреции и

пирит, среди аллотипических компонентов преобладают кварц и полевые шпаты. Как показал рентгенофазовый анализ, конкреции состоят в основном из гетита и лепидокрокита, а состав тонких фракций илов полиминерален. Как уже отмечалось выше, р.Сюркумка, впадающая в лагуну, из глинистых минералов поставляет в основном монтмориллонит, в приустьевой части лагуны он также преобладает, содержания хлорита, гидрослюда и каолинита здесь незначительны. По мере удаления от устья р.Сюркумки количество монтмориллонита в осадках лагуны уменьшается, а доля хлорита увеличивается, вблизи косы монтмориллонит в осадках полностью исчезает. Наиболее ярко эта тенденция выражена в изменении состава фракции $< 0,01$ мм. Такая картина распределения глинистых минералов свидетельствует о возможном преобразовании монтмориллонита в хлорит или в смесь хлорита и гидрослюда.

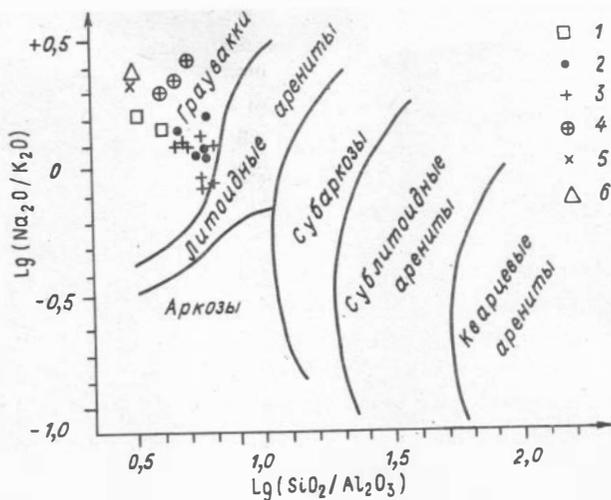
Пляжи открытых частей Татарского пролива в основном лишены пелитовой фракции, в наиболее врезанных бухтах (бухта Токи) незначительные примеси ее сложены метагаллуазитом, гидрослюдой и пиррофиллитом.

В осадках примыкающей к берегу зоны (от 150 до 700 м от берега) глинистые минералы фракции $< 0,01$ мм представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Почти во всех случаях монтмориллонит преобладает, а гидрослюда и хлорит находятся в подчиненных количествах, каолинит менее распространен.

В осадках более удаленных частей сублиторали (800–2300 м от берега) фракцию $< 0,01$ мм песков различной крупности составляют в основном кварц, полевые шпаты, хлорит и гидрослюда, гораздо меньше здесь монтмориллонита и каолинита. Во фракции $< 0,002$ мм содержания глинистых минералов примерно одинаковые.

В глинисто-алевритовых песках, залегающих на расстоянии 4–10 км от берега, во фракции $< 0,002$ мм содержания монтмориллонита, хлорита и каолинита близки между собой, монтмориллонита иногда может быть больше, а фракция $< 0,01$ мм как обычно в основном состоит из гидрослюда, хлорита, кварца и полевых шпатов.

Таким образом, состав глинистых минералов, выражающийся в широком развитии гидрослюда, хлорита и монтмориллонита, частой встречаемости каолинита из осадков изученной части побережья, находящейся в пределах гумидно-нивальной умеренно холодной зоны,



Пески Татарского пролива на диаграмме
Ф.Дж.Петтиджона и др. (1976):

1 - крупнозернистые пески; мелкозернистые
пески: 2 - шельф, 3 - пляж; 4 - магнетитовые
пески (пляж); 5 - речные пески (р.Аджими);
6 - андезитобазальты кизинской серии (из кол-
лекции В.А.Кутолина и А.А.Прусевича, данные
анализа 27 проб)

обусловлен составом абрадируемых, затронутых выветриванием по-
род. Характерно, что обломочный материал в пределах распростра-
нения кизинской серии более изменен по сравнению с материалом из
районов распространения кузнецовской свиты. Процессы гальмиролиза
идут с преобразованием стекла и неустойчивых минералов с образо-
ванием ассоциации из гидрослюда и хлорита.

Химический состав песков Татарского пролива отражен на диа-
грамме Петтиджона (см. рисунок). В первую очередь бросается в
глаза узкий спектр составов изученных песков. Все они располага-
ются в поле граувакк, отражая специфику состава пород области
питания. Наиболее близки по составу к коренным породам речные
и крупнозернистые морские пески. Титаномagnetитовые пески, мало

отличаясь от андезитобазальтов по соотношению щелочей, имеют более высокие значения кремниевого модуля.

Таким образом, дифференциация терригенных осадков в прибрежной части Татарского пролива приводит к образованию россыпей двух типов. Первый тип связан с сепарацией тяжелых минералов при движении наносов в поперечном направлении за счет интенсивного волнового воздействия, распространяющегося на глубину до 16 м. К этому типу относятся прибрежные россыпи между мысами Аукан и Терпения, бухты Чума-Дуа на севере Татарского пролива и в более мелких по размерам бухтах между мысами Ича и Пещерный на юге Татарского пролива. Второй тип россыпей обусловлен дифференциацией компонентов осадка по удельному весу при вдольбереговой транспортировке осадков с юга на север при общем дефиците наносов. С этим типом связано образование более бедных россыпей, чем первые, но значительно более крупных по запасам. К этому типу относится прибрежно-морская россыпь южнее мыса Ича.

Процессы дифференциации осадочного материала на подводном склоне привели к различным отношениям между компонентами в осадках. При этом часто наблюдается положительная корреляция между содержаниями титаномагнетита и пироксенов, отрицательная связь между этими компонентами и содержанием обломков пород. Другие закономерности характерны для тонких прослоев, обогащенных титаномагнетитом, береговых отложений, вскрытых шурфами на пляже бухты Чума-Дуа. Здесь устанавливается отрицательная корреляция между содержанием пироксенов, обломков пород и рудных минералов. То есть, в целом, сепарация по гидравлической крупности приводит к образованию зон с повышенной концентрацией как магнетита, так и пироксенов, более же глубокая переработка осадочного материала в поле волнового воздействия вызывает отмыв титаномагнетита от пироксенов.

По своему генезису и минеральному составу описанные титаномагнетитовые россыпи Татарского пролива, отмеченные еще Э.Э. Анертом (1928) аналогичны таковым Курильских островов (Павлидис, 1968) и Камчатки, однако обладают, вероятно, значительно большими запасами, так как формируются за счет разрушения вулканических пород крупной линейной структуры. Вторым важным преимуществом россыпей Татарского пролива является их более выгодное географическое положение, обусловленное близостью к железной доро-

ге. Эти причины служат важными доводами в пользу поисков, изучения и освоения прибрежно-морских россыпей западной части пролива как источника ванадия, железа и титана для Дальнего Востока.

Литература

АНЕРТ Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск; Владивосток: Книжное дело, 1928. 930 с.

ИГНАТОВА В.Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 77 с.

ИГНАТОВА В.Ф., ХУДЯКОВ Г.И. Осадконакопление на современных и древних шельфах в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1983. 118 с.

КУТОЛИН В.А., ПРУСЕВИЧ А.А. Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей в западной части Татарского пролива // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1985. С.42-44.

КУТОЛИН В.А., ПРУСЕВИЧ А.А., САРАЕВ С.В. и др. Вулканические породы как источник ванадистого титаномагнетита и условия формирования прибрежных морских россыпей Татарского пролива // Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве: Тез. докл. Николаевск-на-Амуре, 1987. С.42-43.

ПАВЛИДИС Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага (на примере Курильских островов). М.: Наука, 1968. 111 с.

ПЕТТИДЖОН Ф., ПОТТЕР П., СИВЕР Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.

Е.П.Акульшина

ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО КАК ИСТОЧНИК РУДНОГО МАТЕРИАЛА
В ОСАДОЧНОМ РУДОГЕНЕЗЕ

Вопросы образования месторождений различных полезных ископаемых гипергенного происхождения, которые связаны с корами выветривания, разработаны достаточно хорошо. При этом показано, что рудное вещество поступает из разных источников. Одним из них являются материнские породы, разрушающиеся при выветривании на суше, другим – морские и озерные воды, из которых природные сорбенты извлекают металлы, и, наконец, третьим возможным источником – вулканогенные образования (Сапожников, 1972). Автором изучены некоторые особенности двух главных источников. Состав пород питающих провинций способствует осадочному рудообразованию, так как он создает металлогенический фон. В обычных природных условиях подавляющее большинство рудных элементов в современных поверхностных водах находится в незначительных количествах (сотни и тысячные миллиграммы на литр). Только железо измеряется в среднем десятками долями миллиграмма на литр. Соединения большинства малых, рассеянных и редких элементов в поверхностных водах находятся в крайне малых количествах, выпадение их из раствора и значительное обогащение ими осадка невозможно. Однако во всех осадках присутствуют сорбенты, к которым относятся глинистое и органическое вещество, гидроокислы Al, Fe, Mn, фосфаты и др. Металлы, находящиеся в природных водах в рассеянном состоянии, извлекаются из них за счет сорбции, соосаждения и коагуляции. Извлечение металлов происходит из огромного объема вод и в течение длительного времени. Эти процессы протекают не только в бассейне седиментации, но и на путях миграции в пресных поверхностных водах, в которых многие рудные элементы находятся в форме коллоидных растворов и долгое время не коагулируют. Все это делает сорбцию ведущим процессом рудообразования, особенно для малых и редких элементов. Большинство этих элементов связывается не со всей массой вещества осадков или осадочных пород, а лишь с определенными их компонентами – сорбентами. О больших количествах вещества, переносимого взвесью в сорбированном виде, свидетельствует огромная удельная поверхность некоторых образований в донных осадках, составляющая около $400 \text{ м}^2/\text{г}$ для филипп-

сита, 100–400 м²/г – для силикагеля. Площадь поверхности частиц взвеси с учетом коллоидных частиц, находящихся под 1 м² океана, составляет сотни тысяч квадратных метров. Средняя площадь поверхности 1 г осадка 5–40 м² (Лисицын, 1964, 1978). Усиленное концентрирование в глинистом веществе повышает миграционную способность свинца, цинка, меди, кобальта и других элементов. Уже в речных взвешях глинистым веществом избирательно адсорбируются железо, никель, медь, молибден, свинец, цинк, фосфор (Лубченко, Белова, 1973; Сапожников, 1972; Страхов, 1976). К числу особенно активно адсорбируемых элементов относятся уран, свинец, ванадий, молибден, медь.

Исследованиями, проведенными нами в этом аспекте, установлено: 1) в сорбции, помимо глинистых минералов, участвуют полевые шпаты и кварцевые зерна пелитовой размерности; 2) высокие сорбционные свойства в сочетании с огромными массами глинистого вещества, значительно превосходящими содержание других сорбентов в осадках, определяют его главную роль в процессе накопления металлов в осадочных толщах; 3) в благоприятных условиях глинистое вещество связывает такое количество металлов, что общее содержание их в осадке или осадочной породе достигает величин, имеющих практическое значение. По данным автора, содержание меди, цинка, свинца и других элементов в глинистом веществе отложений протерозоя и фанерозоя на определенных стратиграфических уровнях превышает их кларковые содержания в глинах и глинистых сланцах в десятки и сотни раз.

Интенсивное обогащение глинистого вещества осадочных пород химическими элементами подтверждается многочисленными физико-химическими исследованиями. Из них следует, что медь, кобальт, цинк, ванадий, свинец в наибольшей степени концентрируются в глинистом веществе (Narowitz, 1974; Holmes, 1976; Chaffel, 1976). Монтмориллонит может фиксировать из растворов 100 г/т меди, монтмориллонит и каолинит адсорбируют от 25 до 2500 г/т свинца в зависимости от pH раствора, при этом свинец занимает позиции калия в глинистых минералах (Krauskopf, 1956; Handbook of Geochemistry, 1974; McBride, 1978). Известна руда ванадия, представляющая смешанослойные образования диоктаэдрической структуры, имеющие 80 % расширяющихся слоев и содержащие 15 % ванадия в октаэдрических позициях (McCormic, 1978).

Помимо интенсивного поступления химических компонентов за счет химического состава выветривающегося субстрата, благоприятным фактором осадочного рудообразования является геотектонический. Его сложное воздействие осуществляется через интенсивное химическое выветривание, климат областей денудации и условия седиментации. Интенсивное химическое выветривание обуславливает поступление в бассейн седиментации большого количества растворенных элементов и продуцирует зрелое глинистое вещество, способное в большей мере адсорбировать их из растворов. Глинистое вещество высокой зрелости значительно обогащено многими химическими элементами, в том числе медью, цинком и свинцом (Акульшина, 1971). Распределение малых элементов в профиле выветривания больше зависит от интенсивности выветривания, чем от состава материнских пород (Страхов, 1960, 1976).

Определяющее влияние на осадочный рудогенез оказывает климатический фактор. Особенно велика роль климата при выветривании на суше, поскольку он обуславливает формирование кор выветривания, а также осадочных месторождений как континентальных, так и морских. Полученные автором данные показывают, что осадки с повышенным содержанием меди, цинка и свинца в глинистом веществе образовались при смене гумидного и аридного климата. Их чередование в областях питающих провинций создавало благоприятные условия для перевода металлов в растворенном виде в пелагические области бассейнов седиментации и обогащения ими глинистого вещества морских бассейнов (Акульшина, 1985).

Фациальные обстановки и режимы седиментации также являются главным фактором, обеспечивающим накопление повышенной концентрации рудных элементов в осадочной толще. В гранулометрическом спектре осадочного материала, поступающего с суши в бассейн седиментации, преобладают фракции пелитовой размерности (67%), песчано-алевритовая фракция составляет меньшую долю (26%). Субколлоидальная фракция (глинистое вещество) содержится во взвеси в количестве 30-90% вдали от берегов морских бассейнов, на расстоянии более I тыс. км от устья рек содержание ее также высокое. Однако пелагической части бассейна достигает только 7,7% терригенного материала, остальные 92,3% взвеси осаждаются близ берегов и в краевых морях (Лисицын, 1978). Осадки, содержащие цинк и свинец, образуются в морских и прибрежно-морских условиях

на конечном этапе трансгрессивного режима. Медьсодержащие осадки фациально сдвинуты относительно первых в сторону берега и приурочены к прибрежным и прибрежно-морским обстановкам на начальном и последующем этапах регрессивного режима бассейна седиментации (Акульшина, 1985).

Таким образом, на основании изучения химического состава глинистого вещества осадочных толщ, литологических и палеогеографических данных, а также физико-химических исследований глинистых минералов как адсорбентов следует считать, что распределение и концентрация химических элементов в осадках контролируются неравновесными процессами и обусловлены очень многими факторами: составом пород источника сноса, условиями среды, в которой происходит выветривание, природой процесса переноса, условиями среды седиментации, диагенетическими процессами, а также вулканическими явлениями.

Рудные элементы в глинистом веществе

Медь имеет ионные радиусы (в Å): 0,88; 0,95; 1,28; 1,35. В водах она находится в форме ионов. В кислой среде с pH ниже 5,5 подвижность меди высокая, в нейтральной и щелочной — слабая. Подвижность меди ограничена величиной pH, а также сорбцией с органическим и глинистым веществом (Heudeman, 1966; Хокс, Уэбб, 1964; Акульшина, 1971, 1985). В гумидных условиях ионы меди на глинистом веществе выносятся в океан. Дальнейшее закрепление меди тонкими частицами продолжается в процессе осаждения частиц в глубоководных бассейнах (Goldschmidt, 1954). При ограниченном количестве воды и в восстановительных условиях катионы меди могут аккумулироваться. Геохимия цинка определяется сходством радиусов между двухвалентным цинком и металлами магниезинк-железистой группы, особенно между цинком и железом (в Å): Zn — 0,83; Mg — 0,78; Ni — 0,78; Co — 0,82; Fe — 0,83; Mn — 0,91. В водах цинк находится в ионной форме, в почвах и осадочных породах он сорбирован на лимоните, в кристаллической решетке глинистых минералов и органическом веществе (Graf, 1961; Гуляева и др., 1965; Акульшина, 1971). Свинец имеет ионный радиус 1,32 Å, близкий таковым Sr — 1,27; Ba — 1,43; K — 1,33, Ca —

1,06А, что обуславливает возможность их замещения. В зоне выветривания свинец легко образует растворимые катионы, которые могут образовывать нерастворимые соединения или принимать участие в процессах сорбции и ионного обмена с нерастворимой составляющей осадочных пород, особенно с глинистым веществом. В глинистых минералах установлены строгие связи для двухвалентного свинца. В хлоридной, семиаридной обстановке подвижность свинца возрастает (Short, 1961; Goldschmidt, 1954; Хокс, Уэбб, 1964).

Автором определены содержания меди, цинка, свинца и других элементов в глинистом веществе отложений всех возрастных подразделений рифея и протерозоя. На определенных стратиграфических интервалах содержание малых элементов в глинистом веществе значительно повышается и превосходит кларковое в десятки и сотни раз (Акульшина, 1985). В настоящей работе делается попытка показать общее количество меди, цинка и свинца, содержащихся в породах, глинистое вещество которых изучалось. Примерная оценка количества рудных элементов в породах проводилась посредством учета доли глинистой фракции в тех или иных отложениях. Согласно классификации, проводимой в петрографии осадочных пород (Логвиненко, 1984), в глинистых породах, в алевроитовых аргиллитах, в глинистых и глинисто-алевритовых сланцах содержание фракции <0,005 мм составляет не менее 30-50 %; в песчаных аргиллито-алевролитах, в песчаных аргиллито-алевритовых сланцах - 20-30 %; в глинистых песчаник-алевролитах и глинистых песчано-алевролитовых сланцах 10-20 %. В карбонатных породах смешанного состава содержание глинистого вещества достигает 50 % и более (мергели). С учетом приведенных данных о содержании глинистой фракции в различных петрографических типах пород в таблице I приводятся содержания рудных элементов в изученных отложениях протерозоя и фанерозоя, откуда следует, что среднее содержание меди, цинка и свинца в породах, полученное путем учета доли глинистого вещества в них, может значительно превышать кларковое. Анализ данных о распределении меди, цинка и свинца в породах и глинистом веществе байкальского комплекса Западного Прибайкалья показывает, что терригенные породы (песчаники, сланцы) содержат наибольшее количество рудных элементов, количество последних в карбонатных породах (доломиты, известняки) понижено (Прибайкальский ... пояс, 1984). Содержание меди, цинка и свинца в породах и их

Таблица I

Содержание меди, цинка и свинца
в различных типах пород протерозоя и фанерозоя

Местоположение	Свита, ярус	Порода	Содержание, г/т		
			Cu	Zn	Pb
I	2	3	4	5	6
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ					
Карелия	Петрозаводская	Сланцы песча- но-глинистые	36		34
	Шокшинская	Песчаники глинистые	24		34
		Сланцы гли- нистые	60		85
Кольский п-ов	Полисарская	Метапелиты	65		
НИЖНИЙ РИФЕЙ					
Анабарский щит	Ильинская	Песчаник гли- нистый	96		
	Устьильинская	"-"	20		6
Енисейский кряж	Свита Сухого хребта	Черные сланцы	>150	>90	>35
Южный Урал	Саткинская	Мергель доло- митовый	45	35	22
	Айская	Сланец филли- товидный	50		20
СРЕДНИЙ РИФЕЙ					
Туруханское подняtie	Деревнинская	Сланцы гли- нистые	55		10
	Буровая	Доломиты	60		8
Игарское подняtie	Лудовская	Сланцы филли- товые	80		5
	Губинская	Алевропесча- ники	80		12
Енисейский кряж	Кординская	Алевросланцы	75	70	160
	Погорьйская	Сланцы алев- ритово-гли- нистые	150	55	60
Енисейский кряж	Свита Карточки	Мергели	470	250	315
	Потоскуйская	Сланцы гли- нистые	350	350	40

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
	Шунтарская	Сланцы глинистые	50	440	22
	Киргитейская	"-	80	190	17
Юдомо-Майский прогиб	Талынская	Аргиллиты	50		35
	Светлинская	Песчаники глинистые	105		10
	Мускельская	Аргиллиты алевритистые	150	110	12
	Сетмюльская	Известняки	50	80	30
Учуро-Майская плита	Омнинская	Аргиллиты алевритисто-глинистые	45	270	8
	Малгинская	"-	60	310	50
	Лахандинская	Аргиллиты, мергели	50	80	20
Южный Урал	Авзянская	Сланцы филлитовидные	150		10
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ					
Игарское поднятие	Чернореченская	Известняки глинистые	50		10
Туруханское поднятие	Мироедихинская	Сланцы глинистые	125		50
	Шорихинская	Доломиты	80		2
Енисейский кряж	Нижнеангарская	Сланцы алевритисто-глинистые	70	80	100
Прибайкалье, Ново-Анайское месторождение	Улунтуйская	Сланцы глинистые	25	45	8
	Голоустенская	"-	110	175	26
Западное Прибайкалье за пределами рудных зон	Голоустенская	Сланцы филлитовидные, карбонатные	145	500	25
	Улунтуйская	Сланцы алевритисто-глинистые	75	240	14
Юдомо-Майский прогиб	Устькирбинская	Аргиллиты	32	50	14
	Кандыкская	Алевролиты	65		14
Южный Урал	Катавская	Известняки глинистые	35	55	7
	Зильмердакская	Сланцы аргиллитовые	50		1

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
ВЕНД					
Анабарский шит, бассейн р. Котуй	Немакит-далдынская	Алевролит песчанистый	123	20	4
	Старореченская	Доломит, глинистый песчаник	115	150	25
Игарское поднятие	Сухарихинская	Песчаник глинистый, аргиллит с доломитовым цементом	20	160	
Туруханское поднятие	Платоновская	Доломит глинистый	150	400	70
Оленекское поднятие	Кесюсинская	Алевролит	50	30	3
	Туркутская	Доломит глинистый	75	20	3
Енисейский кряж	Мошакловская	Алевролиты	90	110	65
	Чистяковская	Аргиллиты	250	20	15
Юдомо-Майский прогиб	Юдомская (верхняя под-свита)	Доломиты	44	2000	7
Месторождение Сардана, Уруй	Юдомская (верхняя под-свита)	Мергели	150	5000	500
Алданский шит, среднее течение р. Лены	Толбинская	Мергели	35	150	50
КЕМБРИЙ					
Игарский район	Лабазная	Известняки глинистые	50	250	3
	Устьбрусская	Мергели	75	120	2
Игарский район	Щумнинская	Известняки глинистые	100	250	5
	Краснопорожская	Известняки глинистые	50	105	2
Бассейн р. Курейка	Костинская	Доломиты	70	30	5
Бассейн р. Летняя	"-	Доломиты глинистые	75	265	7
Бассейн р. Ниж. Тунгуска	"-	"-	70	180	26

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
Бассейн р. Су- хая Тунгуска	Костинская	Доломиты гли- нистые	65	190	12
Туруханский р-н	Устьмундуйская	Доломиты гли- нистые	100	240	37
	Устьпелядкин- ская	Доломит алев- ритисто-гли- нистый	100	330	6
	Летнинская	Аргиллиты	150	500	40
Нижнее Приан- гарье	Костинская	Доломиты	30	15	2
	Климцинская	Известняки гли- нистые	150	50	15
	Агалеvская	Доломиты гли- нистые	250	90	106
	Зеледеевская	Известняки	100	30	12
	Верхнеэвен- кийская	Аргиллиты	250	220	10
Юдомо-Майский прогиб	Пестроцветная	Известняки глинистые	75	500	10
	Иниканская	Аргиллиты	50	65	7
ОРДОВИК					
Анабарский щит, бассейн р. Амбардах	Устькурунах- ская	Аргиллиты	100	110	20
бассейн р. Мой- еро	Долборский	Мергели, ар- гиллиты	50	90	2
	Мангазейский	Аргиллиты, алевролиты	100	90	50
	Криволуцкий	Мергели	50	75	10
Анабарский щит, бассейн р. Мойерс	Чуньский	Мергели	90	100	12
	Устькутский	Доломиты гли- нистые	150	200	15
бассейн р. Ку- рейки	Неручандская	Мергели	100	500	4
	Устьмундуйская	Аргиллиты	250	250	50
бассейн р. Под- каменная Тунгус- ка	Кетский	Аргиллиты	95	40	7
	Долборский	Известняки глинистые	125	40	12
	Мангазейский	"-	125	35	3

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
СИЛУР					
Анабарский щит, бассейн р.Кунтыкахи	Лудлов	Известняки глинистые	60	50	15
	Венлок	Известняки	400	1000	100
	Ландовери	Аргиллиты, мергели	400	125	125
бассейн р.Мойеро	Лудлов	Глины извест- ковистые	100	105	10
	Венлок	Известняки	125	525	15
	Ландовери	Сланцы грап- толитовые	75	1500	20
Приенисейская зона, бассейн р.Куломбе	Венлок	Известняки	25	100	15
	Ландовери	Мергели	80	1100	7
бассейн р.Су- хая Тунгуска	Лудлов	Доломиты гли- нистые	150	100	7
	Венлок	Известняки глинистые	100	400	15
	Ландовери	Сланцы грап- толитовые	100	100	7
Прибалтийская синеклиза	Лудлов	Глины пестро- цветные	50	80	3
	Венлок	Глины карбо- натные	60	55	4
	Ландовери	Сланцы битуми- нозные	60	55	4
Латвийский прогиб	Венлок	Аргиллиты	110	30	6
	Ландовери	Аргиллиты сланцевые	150	35	2
Алтае-Саянская геосинклиналь	Ландовери	Сланцы гли- нистые	65	37	6
ДЕВОН					
Северо-запад Сибирской платформы, бассейн р.Ку- ломбе	Живет	Алевриты глинистые	2000	1100	2
	Эйфель	—"	50	75	3
Норильский р-н	Каларгонская	Известняки глинистые	50	75	2
	Накохозская	Мергели	50	35	15

Продолжение табл. I

1	2	3	4	5	6
Норильский р-н	Юктинская	Доломиты глинистые	50	150	15
	Мантуровская	Мергели, аргиллиты	40	150	5
	Разведочнинская	Аргиллиты, мергели	50	150	4
	Курейская	Аргиллиты	50	150	3
	Зубовская	Мергели	50	75	6
Русская платформа, Мосоловская скважина	Данково-лебядинский	Доломиты	100	200	30
	Фаменский, задонско-елецкий	Мергели	110	150	25
	Франский, евлонско-ливенский	Известняки глинистые	125	225	21
	Франский, воронежский	Мергели	75	150	15
	Франский, семилужский	Глины известковые, известняки глинистые	60	75	7
	Франский, верхнешигровский	Известняки глинистые	75	75	10
	Франский нижнешигровский	Алевролиты глинистые	10	250	12
	Живетский	"-	90	150	12
КАРБОН					
Норильский р-н	Амбарнинская	Аргиллиты	50	45	3
	Кайерканская	Алевролиты глинистые	50	150	8
	Шмидтинская	Алевролиты	100	115	5
	Далдыканская	Аргиллиты	150	150	5
	Руднинская	"-	50	150	6
Северо-Восточная часть Тунгусской синеклизы	Боруллойдская	Алевролиты	50	250	14
	Ахтарандинская	"-	51	48	17
	Верхнейхальская	"-	75	125	25
	Нижнейхальская	Алевролиты, аргиллиты	54	185	47

Окончание табл. I

1	2	3	4	5	6	
	Конекская	Алевролиты, аргиллиты	40	113	17	
Восточная часть Тунгус- ской синеклизы	Боруллойская	Аргиллиты	60	135	115	
	Ботубобинская	Глины, алевро- литы	100	412	38	
Мосоловская скважина	Лапчанская	Аргиллиты	31	90	10	
	Каширский	Доломиты, из- вестняки				
	"	Подольский	Известняки	125	200	3
	"	Верейский	Глины	90	400	15
	"	Тулская, уг- леносная	Алевролиты глинистые	75	60	16
"	Лихвинская	Известняки	50	50	5	
Ю Р А						
Енисей-Хатанг- ский прогиб, Анабарский залив	Келловей	Аргиллиты	15	55	17	
	Бат-байос	"	18	80	11	
	Аален	"	22	85	6	
	"	Тоар	"	44	135	30
	"	Плинсбах	"	75	65	31
"	Геттанг-сине- мюр	"	60	47	9	
Бассейн р. Анабар	Бат	Аргиллиты	14	100	23	
	Байос	"	60	100	12	
	"	Тоар	"	30	125	12
	"	Плинсбах	Аргиллиты, алевролиты глинистые	45	65	22
Восточная часть Тунгус- ской синеклизы	Укугутская	Алевролиты	100	125	7	

глинистом веществе безрудных зон Западного Прибайкалья показано в табл. 2, из которой видно, что почти все количество меди и цинка в породах связано с глинистым веществом, большая доля свинца, вероятно, присутствует в других формах.

Экспериментальное изучение физико-химических условий и особенностей рудообразующих процессов стратиформных месторождений

Таблица 2

Содержание рудных элементов (г/т) в породах
и глинистом веществе

Элемент	Голоустенская свита						Качергатская свита					
	Карбонаты	Глинистое вещество	Сланцы	Глинистое вещество	Песчаники	Глинистое вещество	Карбонаты	Глинистое вещество	Сланцы	Глинистое вещество	Песчаники	Глинистое вещество
Cu	17	116	40	64	78	43	19	49	46	75	96	47
Zn	44	230	20	48	152	144	300	281	182	184	-	79
Pb	16	14	87	7	41	4	14	6	27	5	15	5

Прибайкальского пояса и Юго-Востока Якутии показало, что температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, сфалерите, флюорите и кальците являются минимальными для минералообразования. При этом установлены следующие пределы температуры ($^{\circ}\text{C}$): для кварца 80–250, сфалерита 80–250, флюорита 50–220, кальцита 50–150. Наиболее благоприятные температурные интервалы минералообразования для свинцового месторождения 50–120 $^{\circ}\text{C}$, для свинцово-цинкового – 80–240 $^{\circ}\text{C}$, для флюорит-цинкового – 100–200 $^{\circ}\text{C}$. В составе минералообразующих растворов обнаружены Na, K, Ca, Mg, Cu, Pb, Zn. В большинстве включений преобладают натрий и калий, вероятно, являющиеся составными компонентами хлоридов, так как только хлориды имеют низкие температуры эвтектики. Для изученных месторождений Прибайкалья и Юго-Востока Якутии установлено, что руды были сформированы при смешении двух типов растворов. Первый тип (200–250 $^{\circ}\text{C}$) по характеру приближается к ювенильным. Второй – (150–160 $^{\circ}\text{C}$) соответствует захороненным морским рассолам. Следовательно, температура рудообразования не превышала 250–260 $^{\circ}\text{C}$. Во включениях минералообразующих растворов свинцово-цинковых стратиформных месторождений в заметных количествах присутствует органическое вещество в виде твердых смолообразных, жидких и газообразных фаз. Известно, что органическое вещество является катализатором процесса рудообразования.

При изучении изотопов рудных и породных свинцов установлено,

что источником рудного вещества являются породы среднего и верхнего протерозоя. Источником аномального свинца – регенерированный свинец среднепротерозойских вулканитов, а также свинец терригенно-карбонатных верхнепротерозойских отложений. Анализ материала данного исследования показывает, что источником некоторой и, вероятно, довольно значительной доли рудных компонентов является глинистое вещество отложений, вмещающих рудные тела, а также за пределами рудных зон. Таким образом, представления автора о глинистом веществе как источнике рудогенных элементов в осадочном рудообразовании хорошо согласуются и подтверждаются экспериментами и изотопными исследованиями процесса рудообразования, проведенными для стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири и других регионов мира (Прибайкальский... пояс, 1984).

По данным автора, в составе глинистого вещества рудовмещающих отложений обычно отсутствуют монтмориллонит и смешанослойные минералы, соответственно увеличивается содержание гидрослюда и алюминия относительно толщ, не содержащих рудные тела (Стратиформные ... месторождения, 1979). Отмеченная особенность минералогического и химического составов глинистого вещества, вероятно, обусловлена постседиментационными процессами, в том числе гидрослюдизацией, для которой требуется наличие щелочных растворов, присутствие в них алюминия и реакционноспособного органического вещества. Гидрослюдизация монтмориллонита сопровождается выделением воды, уменьшением объемной емкости, при этом адсорбированные глинистым веществом и находящиеся в поглощенном комплексе, металлы освобождаются, поступают в растворы и мигрируют с выделяющейся водой. Таким образом, пластовые воды с растворенными в них кислыми газами, способны формировать рудоносные растворы, непосредственно не связанные с магматической деятельностью. Металлогеническая специфика растворов зависит от геохимического облика вмещающих осадочных толщ. Дальнейшее обогащение растворов рудными компонентами обусловлено их агрессивностью, возрастающей при повышении давления и температуры.

В осадочных бассейнах катагенетические процессы создают потенциальные условия для эпигенетического рудообразования. Здесь формируются металлоносные растворы, возникают крупные скопления углеводородов, наиболее эффективных осадителей металлов. Катагенетические преобразования в глинистых толщах осуществляются при

определенных термобарических условиях. Глинистые толщи, обогащенные рассеянными карбонатами и различными металлами, находящимися в активной (сорбированной) форме, погружаясь в зону катагенеза и переходя с одного термобарического уровня на другой, становятся источником различных растворов, в тектонических спокойных областях, с небольшими мощностями осадков эти процессы протекают слабо. В неустойчивых прогибающихся регионах накапливаются огромные мощности осадков, здесь в уплотняющихся глинистых толщах образуются газоводные металлоносные растворы, они отжимаются из глин в песчаные и карбонатные коллекторы, а также зоны повышенной трещиноватости и разломы.

Комплексное изучение процесса рудообразования свинцово-цинковых месторождений позволяет отнести их к типу стратиформных сингенетично-эпигенетических, образованных в основном за счет мобилизации и перераспределения седиментогенного рудного вещества. Вопрос об источнике меди при формировании медистых песчаников и сланцев изучался многими исследователями. В результате выявлено, что при их формировании участвовало несколько типов источников. Большинство работ показывают, что наиболее вероятным источником рудного вещества для образования осадочных месторождений меди являются обогащенные металлами породы областей сноса, размывающиеся в период формирования рудоносных осадков (Наркелюн и др., 1983).

Литература

АКУЛЫШИНА Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.

АКУЛЫШИНА Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 243 с.

ГУЛЯЕВА Л.А., ЛОСИЦКАЯ И.Ф., КОВАЛЕВА Т.А. Ванадий, цинк в каоустобиолитах // Микроэлементы в каоустобиолитах и осадочных породах. М., 1965. С.62-73.

ЛИСИЦЫН А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. М.: Наука, 1964. 136 с.

ЛИСИЦЫН А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

ЛОГВИНЕНКО Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1984. 414 с.

ЛУБЧЕНКО И.Ю., БЕЛОВА И.В. Миграция элементов в речных водах // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 2. С.23-29.

НАРКЕДОН Л.Ф., САЛИХОВ В.С., ТРУБАЧЕВ А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 404 с.

ПРИБАЙКАЛЬСКИЙ полуметаллический рудный пояс. Новосибирск: Наука, 1984. 134 с.

САПОЖНИКОВ Д.Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М.: Недра, 1972. 206 с.

СТРАТИФОРМНЫЕ свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.

СТРАХОВ Н.М. Основы теории литогенеза. Т.1,2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1. 212 с.; Т.2. 576 с.

СТРАХОВ Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 296 с.

ХОКС Х.Е., УЭББ Дж. Геохимические методы поисков минерального сырья. М.: Мир, 1964. 487 с.

CHAFFE M.A. Geochemical exploitation techniques based on distribution of selected elements in rocks, soils and plants // Geol. Surv. Bull. 1976. 1278D. P. D1-D55.

GOLDSCHMIDT V.M. Geochemistry. Oxford. 1954. 730 p.

GRAF D.L. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part III. Minor element distribution Div. Ill. State Geol. Surv. Urbana Circular, 1961. N 301. P.1-71.

HANDBOOK of Geochemistry. Executive Editor K.H.Wedepohl. Editor Board: C.W.Cörrens, D.M.Shaw, K.K.Turekian, L.Lemahn, 1974. P.11-14.

HAROWITZ Ar. The Geochemistry of sediments from the Northern Reykjanes Ridge and the Iceland - Farols Ridge // Marine Geol. 1974. Vol.17, N 1-2. P.103-122.

HEYDEMAN A. Über die chemische Verwitterung von Tonmineralen. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1966. Vol.30, N 10. P.995-1035.

HOLMES Ch.W. Distribution, Regional Variation and Geochemical Coherence of Selected Elements in the Sediments of the Central Gulf of Mexico // Geol. Surv. profess. paper. 928 United St. Govern. Printing Office. Washington, 1976. 24 p.

Krauskopf K.B. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in Sea-Water // *Geochim. et Cosmochim. Acts*, 1956. Vol.9, N 1-2. P.1-32.

McBRIDE M.B. Copper (II- interactions with kaolinize; factors controlling adsorption // *Clays and Clay minerals*. 1978. Vol.26, N 2. P.101-106.

McCORMIC G.R. Vanadium-titanium bearing mixed-layered clay from potash sulphur Springs Arkansas // *Clays and Minerals*. 1978. Vol.26, N 2. P.93-100.

SHORT N.M. Geochemical variations in four residual soils // *J. Geol.*, 1961. Vol.69, N 5. P.534-571.

А.М. Фомин

ГЕОХИМИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА
ИЗ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ
(Восточный борт Тунгусской синеклизы)

Многими исследователями уделяется внимание использованию данных по химическому и минеральному составу глинистого вещества из терригенных пород для суждения о палеогеографических условиях осадконакопления и особенностях выветривания. При этом концентрации малых элементов в глинистых минералах нередко рассматриваются в качестве геохимических индикаторов для выявления степени солености палеобассейнов седиментации. Большинство исследователей считают достаточно надежным индикатором солености содержание бора в глинистых минералах (Валиев и др., 1975; Горбов, 1976; Ивановская, 1980; Кейт, Дегенс, 1961; Лебедев, 1967 и др.). Кроме того, в качестве геохимических индикаторов солености предлагались концентрации следующих элементов: галлия (Кейт, Дегенс, 1961), циркония (Мигдисов, 1960), стронция и титана (Лебедев, 1967), хотя даже грубое разбиение осадков на морские и пресноводные по ним представляет собой сложную задачу, так как концентрации элементов в глинистых минералах зависят от многих факторов (Кейт, Дегенс, 1961; Горбов, 1976).

В этой статье приведены результаты изучения зависимости средних концентраций некоторых малых элементов глинистого вещества от фациальной принадлежности содержащих его терригенных пород и от условий выветривания на водосборной суше.

Материал для выполнения данной работы был отобран автором из рыхлых и слабосцементированных верхнепалеозойских терригенных отложений, вскрытых буровыми скважинами и горными выработками в пределах Мало-Ботубинского алмазоносного района (среднее течение р.Виллой). На его территории выделяются следующие стратиграфические подразделения, относящиеся к верхнему палеозою: лапчанская свита (C_{2-3}), ботубинская свита (P_1) и боруллойская свита (P_2), сложенные песчаными, глинистыми и смешанными породами мощностью первые десятки метров.

Неоднократные ингрессии моря в позднепалеозойское время, максимальная из которых пришлась на конец карбона - начало ранней перми, обусловили пестрый фациальный набор пород. На изученной территории района лапчанские отложения относятся к обстановкам аллювия и застойных, зарастающих озер. Среди ботубинских отложений доминируют породы лагун и заливов, прибрежного мелководья бассейна, аванделът, а в боруллойских, кроме перечисленных, присутствуют аллювиальные наносы. Площадное распределение фациальных зон для рассматриваемых свит свидетельствует о наступлении моря с запада на восток (Тараненко и др., 1986).

Глинистое вещество (фракция < 2 мкм) из каменноугольных и пермских отложений Мало-Ботубинского района представляет собой главным образом полиминеральную смесь, состоящую из переменного количества каолинита, монтмориллонита, хлорита и гидрослюда. В лапчанской свите обычно преобладает каолинит, в боруллойской - монтмориллонит (Позднепалеозойский литогенез ..., 1983; Фомин, 1987). Ниже, при описании глинистого вещества приводятся данные спектрального количественного анализа, выполненного в химико-аналитической лаборатории ПГО "Оренбурггеология". Содержания малых элементов пересчитаны по программе "Статистические параметры" на ЭВМ "М-222" и "Искра-226". Для оценки достоверности связи средних концентраций малых элементов с определенными обстановками осадконакопления применялся метод многомерного кластерного анализа (Клан-2), разработанный на кафедре геохимии МГУ (Абрамов и др., 1976), алгоритм решения которого был реализован

С.А.Юрковским (ИГиГ СО АН СССР) на ЭВМ "Искра-226". Сравнение выборочных средних между свитами для выявления значимых различий проводилось при помощи критерия значимости Стьюдента (Лакин, 1980).

В поведении малых элементов глинистого вещества по площади Мало-Ботуобинского района наблюдаются следующие особенности. Средние концентрации бора, титана, бария и свинца снижаются от лапчанской к ботуобинской свите в большинстве изученных скважин. Содержания других элементов для тех же свит меняется незакономерно: на одних участках повышаются, на других – понижаются. От ботуобинской к боруллойской свите во всех скважинах происходит уменьшение содержания многих элементов за исключением свинца, марганца, меди, кобальта и стронция. В латеральных направлениях распространения каждой из свит не замечены какие-либо устойчивые тенденции изменения средних концентраций малых элементов.

Сравнение средних концентраций малых элементов по свитам показало, что в ботуобинской свите по отношению к другим повышены содержания марганца, галлия и циркония. Кроме того, между лапчанской и ботуобинской свитами существует достоверная разница по содержанию кобальта, стронция и цинка, между ботуобинской и боруллойской – по бору, титану, ванадию, хрому, меди и барии. По тем же элементам боруллойская свита отличается от лапчанской (табл. I-2). Таким образом, наиболее высокие значения для средних концентраций многих элементов отмечаются в глинистом веществе ботуобинской свиты, а наиболее низкие – в боруллойской свите. Следует также отметить существенные различия в значениях средних концентраций многих малых элементов из глинистого вещества стратиграфических подразделений верхнего палеозоя и подстилающих их верхнекембрийских отложений илгинской свиты (см. табл. I), хотя эта закономерность в некоторых скважинах нарушается и наблюдается близкое распределение малых элементов в отложениях лапчанской и илгинской свит.

Сопоставление средних по свитам с кларковыми содержаниями для глин (Краткий справочник ..., 1977) показало, что повышенные концентрации бора, титана, ванадия и циркония по многим скважинам наиболее характерны для лапчанской и ботуобинской свит. В глинистом веществе боруллойской свиты значения средних концентраций постоянно ниже кларковых (см. табл. I). Добавим, что и изменения со-

Таблица I

Средние содержания (г/т) и стандартные отклонения малых элементов в глинистом веществе палеозойских отложений Мало-Ботуобинского района

Свита	Э л е м е н т ы													Число ана-лиз
	B	Tl	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	
Боруллойская	55	3378	97	53	171	9,7	30	22	66	12	95	174	432	12,9
	44	2176	86	36	204	8,1	20	20	44	15	48	95	299	10,5
Ботуобинская	93	4970	148	102	232	10,0	35	29	76	24	105	205	640	10,9
	70	3132	82	71	212	6,2	28	24	62	20	63	108	303	8,3
Лапчанская	97	4146	136	95	126	8,1	32	24	52	17	79	144	643	10,1
	61	2010	60	53	99	3,5	22	13	46	13	78	75	272	7,5
Илтинская	108	2833	130	89	234	9,4	39	15	48	11	72	104	136	6,2
	63	1845	71	49	102	5,1	21	11	42	10	64	87	105	3,1

держаний малых элементов по конкретным разрезам характеризуются нечетко выраженными уровнями повышенных концентраций по сравнению с соседними районами (Позднепалеозойский литогенез ..., 1983). Это выражается в отсутствии постоянной связи повышенных содержаний с уровнями зрелости минерального состава глинистого вещества. Среднее содержание бора во многих изученных скважинах уменьшается от лапчанской к ботуобинской свите в 1,7-5,3 раза, а от ботуобинской к боруллойской свите - в 1,1-2,5 раза.

Соответственно происходит снижение средних значений бор-галлиевого отношения от лапчанской к боруллойской свите. Построение изолиний отношения по площади района позволило обнаружить преимущественную концентрацию малых элементов, в количествах превышающих кларковые, при значениях параметра выше 6 (Фомин, 1987).

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы о равенстве средних содержаний малых элементов в глинистом веществе верхнепалеозойских отложений Мало-Ботубобинского района

Сравниваемые свиты	n-2	t _{0,95}	Э л е м е н т ы													
			В	Тl	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
Боруллойская-ботубобинская	215	1,97	5,06	4,62	4,84	6,73	3,33	0,34	1,61	2,49	1,45	2,66	1,40	2,41	5,49	1,70
Боруллойская-лапчанская	165	1,97	4,28	2,24	3,39	4,96	1,96	1,86	0,54	0,78	1,80	0,43	1,30	2,18	4,42	1,96
Ботубобинская-лапчанская	130	1,97	0,35	1,91	1,06	0,68	4,30	2,44	0,72	1,69	2,67	2,60	2,00	4,05	0,06	0,58

Примечание. n - число анализов, n-2 - число степеней свободы, t - критерий Стьюдента при 5 %-ном уровне.

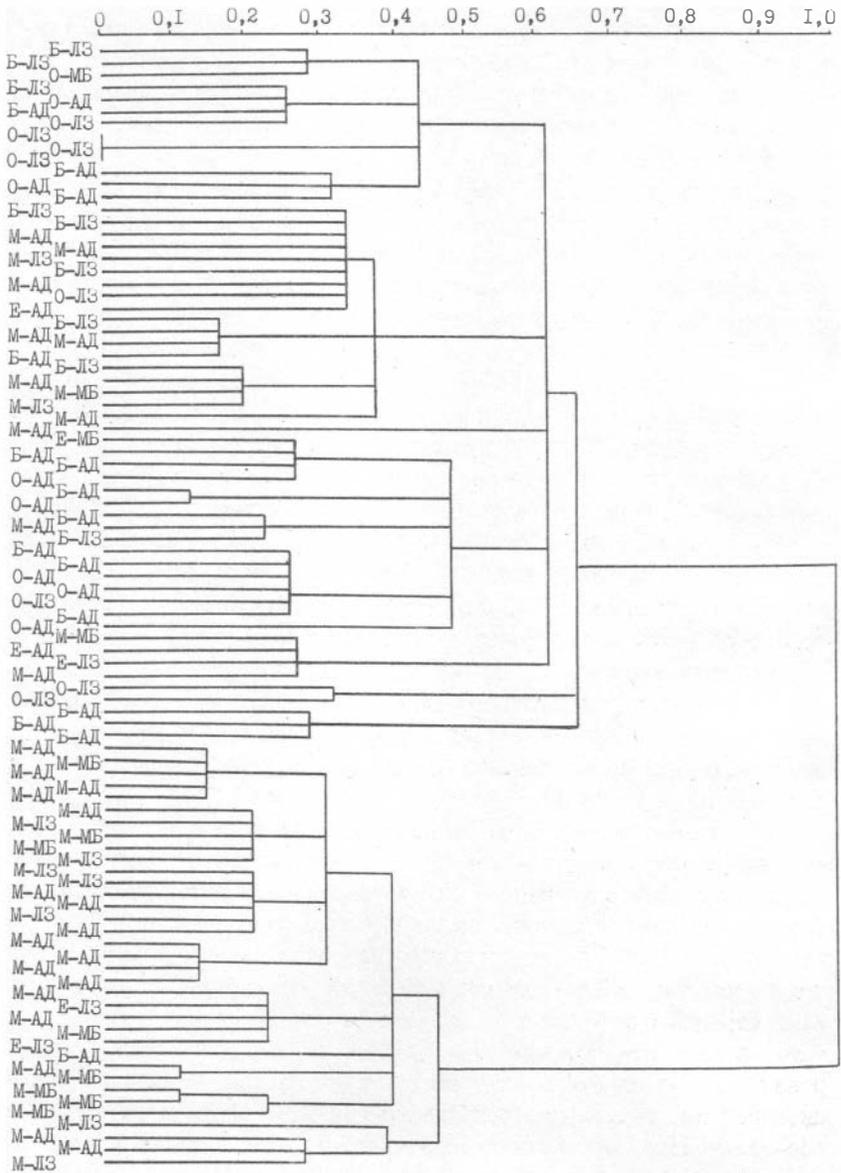
При сравнении средних концентраций малых элементов из глинистого вещества различных обстановок осадконакопления видно, что в русловом аллювии лапчанской свиты повышены концентрации большинства элементов по отношению к обстановке застойных, зарастающих озер (табл. 3). В ботубобинской свите минимальные концентрации бора, марганца и бария приходится на обстановку лагун и заливов, хрома - на авандельты. При этом повышенные средние содержания титана, цинка, стронция и циркония наблюдаются в обстановке прибрежного мелководья бассейна, бора и хрома - в обстановке лагун и заливов, ванадия, марганца, никеля и свинца - в авандельтах. Для боруллойской свиты характерны пониженные средние содержания марганца, кобальта, меди, цинка и стронция в обстановке прибрежного мелководья бассейна; бора, титана, ванадия, хрома, галлия и бария -

Обстановки осадко-накоплений	Свита	Количество анализов	Элементы													
			B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
Русловый аллювий	Лапчанская	26	58	2605	121	90	116	6	31	16	51	16	58	79	280	8
	Боруллойская	15	70	5367	89	57	187	9	24	31	58	17	125	254	589	8
Авандельты	Ботубинская	19	129	6567	238	191	287	10	44	33	62	22	79	254	603	10
	Боруллойская	83	48	3450	97	54	164	10	26	42	67	16	87	254	375	9
Лагуны и заливы	Ботубинская	24	149	6441	159	225	225	11	30	25	56	19	76	238	604	5
	Боруллойская	16	76	4435	122	75	173	9	31	25	83	14	86	212	304	16
Прибрежное мелководье бассейна	Ботубинская	6	100	7620	159	134	199	10	32	31	68	19	96	262	556	6
	Боруллойская	14	68	5335	100	65	133	8	25	20	50	18	68	180	517	8
Застойные, зарастающие озера	Лапчанская	15	126	5253	138	98	214	10	33	33	79	18	61	151	543	15

в обстановке лагун и заливов; циркония – в авандельтах и никеля в русловом аллювии. Повышенные средние содержания титана, ванадия и хрома отмечаются в обстановке прибрежного мелководья бассейна; никеля, цинка и свинца в обстановке лагун и заливов; ванадия, кобальта и меди – в авандельтах; бора, стронция, циркония и бария – в русловом аллювии (см. табл.3).

Средние содержания малых элементов из одних и тех же обстановок, но разных свит уменьшаются от более древних отложений к более молодым. Так, в русловом аллювии от лапчанской свиты к боруллойской происходит снижение средних количеств ванадия, хрома, при этом возрастают содержания бора, титана, марганца, кобальта, меди, стронция, циркония и бария. В отложениях авандельт от ботуобинской свиты к боруллойской уменьшается содержание большинства элементов, за исключением меди и стронция, концентрации которых возрастают. Для обстановки лагун и заливов в этих же свитах при увеличении средних содержаний цинка, стронция и свинца, уменьшаются содержания всех остальных элементов. В отложениях прибрежного мелководья бассейна для многих элементов наблюдается снижение средних концентраций. На основании изложенного можно сделать вывод о том, что независимо от обстановки от ботуобинской свиты к боруллойской происходит устойчивое и значительное снижение средних содержаний бора, титана, ванадия, хрома, марганца, циркония и бария. Сравнение средних значений малых элементов для различных обстановок по каждой из свит показывает отсутствие каких-либо специфических закономерностей в их распределении (табл.4).

Разбиение образцов на группы проводилось и с помощью кластерного анализа по пяти элементам: бору, титану, хрому, ванадию и цирконию. Выбор элементов был обусловлен их потенциальной информативностью о солености палеобассейна седиментации и устойчивостью поведения как по отдельным разрезам скважин, так и в целом по свитам, заключающемуся в закономерном изменении средних концентраций снизу вверх по профилю верхнего палеозоя. В результате анализа все образцы объединились на четвертом шаге кластерования в два кластера, вне связи от их стратиграфической и приписанной им фациальной принадлежности (см. рисунок). Значения бор-галлиевого отношения для большинства проб первого кластера превышало либо равнялось 6, во второй кластер объединились пробы



со значениями ниже 6. Следовательно, существует достоверная связь между повышенными содержаниями ряда малых элементов и границей, проводимой по значению бор-галлиевого отношения, равному 6. Так как эти повышенные содержания в глинистом веществе ботубобинских и боруллойских отложений приурочены к западной площади района, для которой характерны наиболее мористые части верхнепалеозойского профиля, то можно говорить о зависимости между соленостью палеобассейна и концентрациями указанных элементов, что, в свою очередь, хорошо согласуется с данными других исследователей об увеличении средних концентраций титана, ванадия, хрома, циркония от континентальных отложений к прибрежно-морским (Эрнст, 1976; Виноградов, Ронов, 1956 и др.).

С другой стороны, анализ коэффициентов парной корреляции микроэлементов показал следующее. В глинистом веществе пород лапчанской свиты объединены положительными значимыми связями элементы, обогащающие основные породы, — титан, ванадий, хром, медь, марганец и никель с элементами, обогащающими кислые породы — свинец, цирконий, барий, стронций, галлий, что, наряду с высокой зрелостью тонкодисперсной фракции (Позднепалеозойский литогенез ..., 1983), свидетельствует о высокой развитости процессов химического выветривания в областях сноса. В ботубобинской свите стронций и свинец отделяются от титана, ванадия и хрома сильной отрицательной связью, барий и цирконий занимают промежуточное положение между указанными группами, имея положительные связи с обеими. Для боруллойской свиты, так же как и для лапчанской, отмечаются положительные значимые связи между всеми проанализированными элементами, характеризующими различные типы материнских пород.

Дендрограмма по результатам анализа средних содержаний малых элементов глинистого вещества (бор, титан, ванадий, хром, цирконий). За I принято I,20636 — среднее расстояние от точки со средними координатами массива до всех точек. Значения бор-галлиевого отношения в пробах ботубобинской свиты: Б — больше 6, М — меньше 6; в пробах боруллойской свиты: О — больше 6, Е — меньше 6. Отложения: ЛЗ — лагун и заливов, МБ — прибрежного мелководья бассейна, АД — авандельт

Таблица 4

Соотношение между средними содержаниями малых элементов (г/т)
в глинистом веществе верхнепалеозойских отложений Мало-Ботуобинского района
и значениями бор-галлиевого отношения в различных обстановках осадконакопления

Свита	Обстановка осадконакопления	B:Ga	Количество анализов	Элементы									
				B		Ti		V		Cr		Zr	
				\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Ботуобинская	Лагуны и заливы	<6	7	4I	34	5I00	2299	II5	53	I22	4I	I64	88
		>6	15	I89	5I	7067	2287	I80	57	I37	68	272	90
	Прибрежное мелководье бассейна	<6	2	37	8	7500	20I0	I20	20	I50	52	240	76
		>6	3	I4I	25	7700	I956	I86	42	I23	4I	283	86
	Авандельты	<6	5	43	30	5700	I440	I80	70	I96	I04	I74	52
		>6	9	I58	I03	7089	2I06	243	I70	69	30	282	79
Боруллоульская	Лагуны и заливы	<6	9	40	I8	29I9	I545	77	4I	47	34	243	I06
		>6	10	I09	26	5800	I0I2	I63	69	I0I	48	279	69
	Прибрежное мелководье бассейна	<6	10	46	22	3840	23II	IIO	60	55	24	I47	64
		>6	4	I22	I9	7325	I823	233	42	370	94	268	III
	Авандельты	<6	29	60	I6	4073	2403	I20	88	59	38	2II	90
		>6	15	I55	5I	5700	I205	I88	73	56	29	220	58

В результате проведенного изучения микроэлементов глинистого вещества получены следующие выводы. Во-первых, во время позднепалеозойского осадконакопления на восточном борту Тунгусской синеклизы при господстве условий гумидного климата и тектонически спокойной обстановке тонкодисперсная фракция поступала из областей сноса, содержащих в своем составе породы, испытавшие главным образом химическое выветривание. Во-вторых, повышение средних концентраций бора, титана, ванадия, хрома и циркония, наблюдающееся в отложениях ботуобинской и боруллоульской свит западной части Мало-Ботуобинского района, при максимальных значениях этих элементов в породах ботуобинской свиты является дополнительным подтверждением имеющихся представлений об ингрессии палеобассейна с запада на восток и наибольшей его солености в ботуобинское время.

Литература

АБРАМОВ А.В., МИРОНОВ Ю.В., КАМЕНЕВА Е.Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузивов на примере Иско-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) // Тез. докл. У симпозиума по геохимии магматических пород. М., 1976. С.16.

ВАЛИЕВ Ю.Я., ПАЧАДЖАНОВ Д.И., АДАМЧУК И.П. Особенности геохимии бора в глинистых минералах (на примере Гиссарского хребта) // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 1. С.151-156.

ВИНОГРАДОВ А.П., РОНОВ А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы // Геохимия. 1956. № 2. С.3-18.

ГОРБОВ А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.

ИВАНОВСКАЯ А.В. Распределение бора в гидрослюдах сероцветных и красноцветных отложений рифея // Коллекторы и покрывки нефтегазоносных районов. Л., 1980. С.113-121.

КЕЙТ М.Л., ДЕГЕНС Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков // Геохимические исследования. М., 1961. С.56-84.

КРАТКИЙ справочник по геохимии / Г.В.Войткевич, А.Е.Мирошников, А.С.Поваренных и др. М.: Недра, 1977. 184 с.

ЛАКИН Г.Ф. Биометрия. М.: Высш. шк., 1980. 293 с.

ЛЕБЕДЕВ Б.А. Сопоставление морских и пресноводных глин по содержанию малых химических элементов // Геохимия. 1967. № 8. С.1004-1007.

МИГДИСОВ А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных толщах // Геохимия. 1960. № 2. С.149-163.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ литогенез алмазоносных районов Якутии / Е.П.Акулышина, Т.П.Аксенова, А.Ф.Фомин и др. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. 201 с.

ТАРАНЕНКО В.И., АКУЛЫШИНА Е.П., ЯНЫГИН Ю.Т., ФОМИН А.М. Условия формирования терригенно-глинистых верхнепалеозойских отложений бассейна среднего течения р.Виллой // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск, 1986. С.51-61.

ФОМИН А.М. Литология и геохимия верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов восточной части Тунгусской синеклизы (Юго-Западная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1987. 17 с.

ЭРНСТ В. Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 127 с.

В.Г.Петров

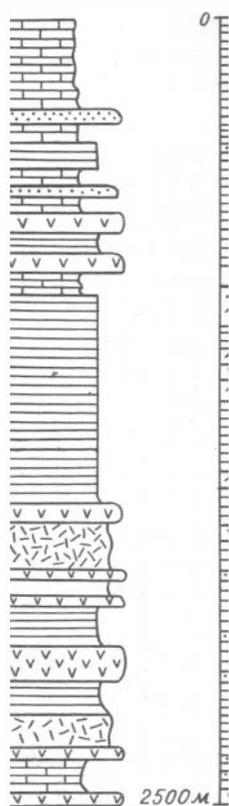
ГЛИНИСТЫЕ ТОЛЩИ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Мощные комплексы глинистых и глинисто-углеродистых пород широко распространены в докембрии Енисейского кряжа, а также во всех районах распространения и на всех уровнях докембрийских отложений складчатого обрамления на западе Сибирской платформы. Эти породы образуют специфические глинисто-слоевые ассоциации, возникавшие в определенных историко-геологических условиях (Седиментология, 1980; Казанский, 1983; Осадочные породы ..., 1987). В зависимости от главных членов парагенезисов пород выделяются четыре типа глинисто-слоевых ассоциаций: терригенно(углеродисто)-глинистые, кремнисто(углеродисто)-глинистые, карбонатно(углеродисто)-глинистые, вулканогенно(кремнисто, карбонатно, углеродисто)-глинистые. Характерные особенности выделенных ассоциаций однотипны и весьма устойчивы как на территории Енисейского кряжа, так и по всему складчатому обрамлению докембрия Сибирской платформы.

Наиболее древняя вулканогенно(кремнисто, карбонатно, углеродисто)-глинистая ассоциация представлена переслаиванием кремнистых, карбонатных, глинистых и углеродистых сланцев, яшмовидных пород, известняков, доломитов и кластических продуктов подводного вулканизма панимбинской свиты (Петров, 1982). Характерным для ассоциации является наличие многих горизонтов глинистых пород при сравнительно небольшой их мощности.

Панимбинская свита сложена основными эффузивами, их туфами, глинистыми породами и подчиненными им туфопесчаниками, туфо- и лавобрекчиями, известняками, хлоритовыми, алевроглинистыми и графитокремнистыми сланцами. Мощность пластов пород весьма изменчива и колеблется от 2 до 200-400 м. Вследствие быстрой фациальной изменчивости панимбинской свиты проследить на значительное расстояние даже наиболее мощные пласты пород не представляется возможным. В приустьевой части р.Мал.Кады в составе панимбинской свиты можно выделить три пачки (рис.1,1).

Нижняя из них сложена в основном туфами кварцевых порфиров и порфиритов, среди которых в виде отдельных пластов и покровов залегают порфириты. Вулканогенные породы переслаиваются слоями



ых пород. Общее ч
ки около 20, прич
величивается ввер
гся от 0,7 до 60
жняя часть пачки
ми известняками м
известняков на ко
отмечаются извест
0,5-2,5 м. Общая
составе второй па

ко распространены черные туфолавы, туфопесчаники, графитокремнистые и алевритоглинистые сланцы. Плагноклазовые порфириды и туфолавы приурочены к нижней части пачки, где они образуют ряд пластовых тел мощностью 0,4–3,8 м. Во многих телах порфиридов отмечается сильная изменчивость размеров вкрапленников и их относительного количества, появляются миндалекаменные текстуры. Туфы основного состава образуют прослой мощностью 0,5–20 м, сопряженные в разрезе с телами порфиридов. Туфы сильно хлоритизированы, содержат повышенное количество турмалина и вкрапленность сульфидов. На контакте пластов порфиридов с туфами в некоторых местах отмечены сплошные сульфидные залежи мощностью до 6,0 м, сложенные пирротинном, пиритом, халькопиритом с небольшой примесью пирокластического материала. Нижняя часть пачки сложена тонкослоистыми алевритоглинистыми сланцами. Верхняя половина пачки представлена неслоистыми черными графитокремнистыми сланцами, мощность которых колеблется от 65 до 400 м. Общая мощность второй пачки – не менее 600 м.

Наконец, третья пачка сложена темно-серыми и серыми известняками и глинистыми сланцами с резко подчиненными прослоями туфопесчаников, миндалекаменных порфиридов, спилитов, туфов и аркозовых песчаников. Мощность пачки более 400 м.

В разрезе панимбинской свиты по р.Бол.Пит (см. рис. I, П) сохраняется отмеченное выше трехчленное строение разреза свиты, но вулканогенные породы смещаются здесь в среднюю часть свиты, а в основании заметно увеличивается доля обломочных пород (песчаников, конгломератов).

По петрохимическим особенностям (табл. I) глинистые породы панимбинской свиты образуют одну тесную группу слабоизвестковистых пород (CaO 0,63–2,84 %), среди которых по величине глиноземного модуля можно выделить слабоглиноземистые ($A = 50\text{--}60\%$) и нормальные ($A = 60\text{--}80\%$). Соотношения K_2O и Na_2O для большинства глинистых пород свиты близки к единице при незначительном преобладании K_2O , однако в нижних частях свиты в глинистых породах среди вулканогенных и карбонатных пород Na_2O заметно преобладает над K_2O . Указанные петрохимические особенности глинистых сланцев, подчиненных вулканогенным породам и известнякам, свидетельствуют, с одной стороны, о несомненной связи их с постепенно затухающим вулканизмом нижнепротерозойского времени, а с

Таблица I

Средние химические составы глинистых пород панимбинской свиты, вес. %

Порода	Кол-во анали- зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Fe ₂ O ₃ вал.	н.о.*	SiO ₂ своб.
Мергель	8	57,32	0,62	12,81	1,27	4,08	0,02	2,22	11,82	0,58	1,83	0,09	0,83	5,80	59,30	-
Филлит	24	47,05	0,86	19,63	1,55	4,91	0,07	2,33	1,26	1,10	5,15	0,13	1,17	7,01	82,57	-
Филлит туфо- генный	27	61,70	0,56	13,17	2,07	5,06	0,09	5,45	2,84	1,09	2,54	0,15	0,87	5,20	49,63	-
Кремнисто-гли- нисто-углеро- дистый сланец	19	72,28	0,23	11,49	0,92	1,98	0,06	2,43	1,66	0,71	2,68	0,31	1,68	3,12	85,55	-
Алевритогли- нистый сланец	13	73,90	0,30	9,43	0,29	5,14	0,07	4,26	1,40	0,61	1,00	0,05	0,41	6,00	79,50	-
Филлит угле- родистый пиритноосный	31	60,07	0,96	18,77	4,36	3,51	0,04	1,57	0,63	0,64	3,41	0,12	0,20	8,26	86,09	38,02
Филлит алев- ритистый	29	65,79	0,81	16,29	4,35	2,61	0,14	1,52	0,77	0,48	2,94	0,12	сл.	7,25	89,41	48,01
Филлит угле- родистый	24	67,04	0,87	16,16	2,76	3,28	0,02	1,40	0,42	0,87	3,67	0,10	0,02	6,40	88,76	40,71
Алеврит глинистый	5	75,38	0,49	8,43	1,16	5,73	0,10	1,57	1,73	0,22	1,56	0,15	сл.	7,53	84,75	61,36
Мергель угле- родистый	7	50,01	0,72	14,17	6,82	1,27	0,31	2,41	10,57	0,76	2,57	0,11	сл.	8,24	74,88	29,14

* Здесь и далее н.о. - нерастворимый осадок.

другой – именно вследствие этого затухания – о резком снижении объемов поступающего обломочного материала и возрастании роли процессов переработки и перетолжения продуктов ранних стадий осадконакопления.

Вулканогенно-глинистая ассоциация в докембрии Енисейского кряжа имеет ярко выраженную колчеданно-полиметаллическую специализацию, причем проявления собственно колчеданного оруденения приурочиваются к нижней, существенно вулканогенной части, а полиметаллическое оруденение – к верхней, кремнисто-карбонатно-глинистой.

Кремнисто (углеродисто)-глинистая ассоциация представляет собой мощный сланцево-кварцитовый комплекс свиты Сухого хребта, в котором наблюдается нередко ритмичное чередование преимущественно темно-серых и черных часто углеродистых и пиритовых филлитов, алевритоглинистых сланцев и кварцитов с подчиненными прослоями и пачками серых и темно-серых известняков, иногда водорослевых, кварцевых и полимиктовых песчаников и гравелитов, залегающих согласно на конгломератовидных известняках пандимбинской свиты и также согласно или со следами слабого перерыва перекрываемых толщей темно-серых известняков пенченгинской свиты. Наиболее характерные разрезы свиты вскрыты по правому берегу р. Ангары между устьями рек Петрищевой и Бол. Мурожной (рис. 2, I), ниже р. Татарки, по левому берегу р. Ангары выше устья р. Картицы, по р. Сухой Пит в его верхнем пороге, по р. Бол. Пит между устьями ручьев Малинового – Степановского – Бол. Каитыбы (см. рис. 2, II). Отложения свиты прослеживаются в осевой зоне Енисейского кряжа на его крайний север, в бассейн рек Чапы и Вороговки, но общая довольно значительная фациальная изменчивость свиты и сильный регионально-контактный метаморфизм отложений в этих районах не позволяют в настоящее время диагностировать свиту Сухого хребта на севере кряжа более определенно.

Сравнение известных разрезов свиты (см. рис. 2) показывает в целом относительную выдержанность литолого-фациального облика отложений свиты, по крайней мере, от р. Ангары до среднего течения р. Теи. Для всего терригенно-сланцевого комплекса отложений свиты характерна правильная слоистость, обилие текстур подводного оползания и разлинзование слоев известняков, песчаников и алевритов, текстур косой слоистости в песчаниках, свидетельст-

вующих о мелководных условиях осадконакопления всей верхней половины разреза свиты.

По петрохимическим особенностям (табл.2) глинистые породы - филлиты и алевроглинистые сланцы свиты Сухого хребта образуют одну тесную группу слабоизвестковистых пород ($0,24-1,38\% \text{CO}_2$) с $28-68\% \text{SiO}_2^{\text{своб.}}$. Вместе с тем, по дополнительным петрохимическим характеристикам внутри этой генетической единой группы можно выделить несколько разновидностей. По величине глиноземного модуля филлиты подразделяются на слабоглиноземистые ($A = 50-60\%$), нормальные ($A = 60-80\%$) и высокоглиноземистые ($A = 90-120\%$). Величина глиноземного модуля в целом не зависит от величины $\text{SiO}_2^{\text{своб.}}$, однако для высокоглиноземистых сланцев характерны все же минимальные среди филлитов содержания $\text{SiO}_2^{\text{своб.}}$ ($28-31\%$), что связано, по-видимому, как с наиболее глубоководными условиями отложения высокоглиноземистых глин, так и с возможным размывом в этот период высокоглиноземистых продуктов латеритной коры выветривания.

По соотношению щелочей все к филлиты характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O , однако в слабоглиноземистых филлитах свиты Сухого хребта это соотношение не превышает 1-3, а в высокоглиноземистых достигает 5-20.

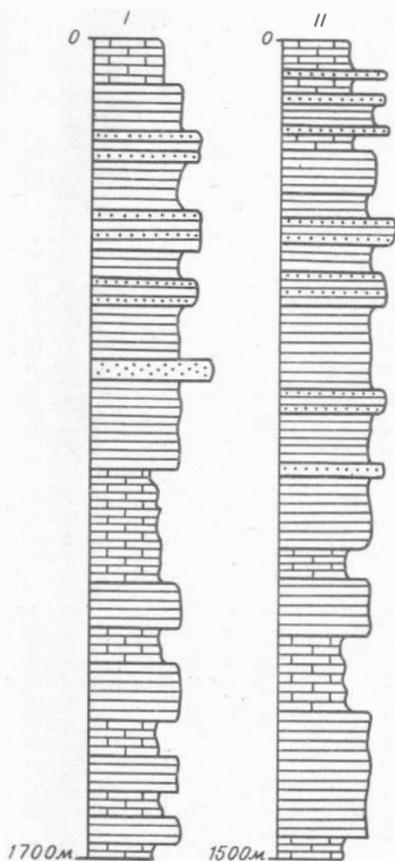


Рис.2. Литолого-стратиграфические колонки свиты Сухого хребта; I - по р.Бол.Пит, II - по р.Ангара. Усл. обозн. см. на рис. I

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Fe ₂ O ₃ вал.	H ₂ O	SiO ₂ своб.
Разрез по р.Бол. Пит																
Филлит серый	II	62,17	1,02	19,95	3,08	4,39	0,06	0,74	0,53	0,82	2,80	0,14	0,01	7,97	88,99	39,66
Филлит зелено-серый	24	57,77	1,07	22,66	3,36	4,37	0,06	0,76	0,61	1,11	3,10	0,15	0,01	8,21	89,03	32,79
Филлит углеродистый	3I	52,63	1,17	25,18	3,13	6,75	0,03	0,54	0,49	0,57	1,89	0,34	сл.	10,63	87,27	28,00
Алевритоглинистый сланец	14	70,53	0,65	13,91	1,69	5,59	0,04	0,98	0,24	0,71	2,18	0,14	сл.	7,90	89,37	54,70
Алевролит	8	77,96	0,17	6,12	0,70	9,93	0,06	0,71	0,70	0,98	0,62	0,26	сл.	11,76	84,88	64,48
Разрез по р.Сухой Пит																
Филлит углеродистый	13	62,33	0,91	17,65	2,88	2,64	0,02	1,84	1,38	0,30	3,63	0,12	0,04	5,80	87,85	40,59
Филлит углеродистый пиритовосный	I7	64,59	0,84	16,24	3,66	3,98	0,12	1,17	0,44	1,65	3,36	0,12	0,98	7,86	84,72	38,14
Филлит зелено-серый	14	66,22	0,88	18,38	2,46	2,29	0,01	0,88	0,62	0,18	3,81	0,13	0,12	4,99	89,34	45,47
Алевритоглинистый сланец	I3	73,61	0,52	9,30	2,96	3,77	0,26	1,20	1,20	0,80	1,96	0,10	0,80	7,15	86,20	61,67
Алевритоглинистый сланец углеродистый	II	78,95	0,50	8,52	2,60	3,71	0,03	0,54	0,48	0,16	1,54	0,07	0,01	6,73	89,55	68,50

Небольшое количество CO_2 в филлитах чаще всего связано с гипергенным изменением пород, о чем свидетельствует также постоянное резкое превышение MgO над CaO .

Содержание Fe_2O_3 вал. в филлитах в 2–3 раза больше, чем в известняках и колеблется в пределах 6,5–13 % с небольшим преобладанием FeO над Fe_2O_3 . Только в отдельных пробах филлитов свиты Сухого хребта соотношение форм железа нарушено в пользу резкого (в 5–10 раз) преобладания Fe_2O_3 над FeO .

Алевритоглинистые сланцы, алевролиты и песчаники свиты Сухого хребта по петрохимическим особенностям глинистой части породы аналогичны филлитам этой же свиты и отличаются от них лишь соответственно большим количеством SiO_2 своб.

Таким образом, петрохимические особенности глинистых пород свиты Сухого хребта вполне определенно указывают на присутствие в их составе, по крайней мере, двух разновидностей, заметно отличающихся как по источнику обломочного материала, так, по-видимому, и по условиям отложения. Первые из них представляют собой богатые каолинитом высокоглиноземистые продукты латеритной коры выветривания с минимальным количеством терригенной примеси кремнезема, накапливающиеся скорее всего либо в глубоководных частях бассейна, либо в наиболее отдаленных от берега частях его в ранние стадии размыва коры выветривания. Вторая группа глинистых пород свиты Сухого хребта представляет собой, вероятно, еще относительно плохо сортированные породы более мелководных или меньших по площади бассейнов седиментации либо продукты размыва уже не зрелой коры выветривания, а непосредственно коренных пород питающих провинций.

Литологические и петрохимические особенности пород свиты Сухого хребта указывают на то, что слагающие её глинисто-слоевые ассоциации формировались преимущественно в момент общих замедленных нисходящих движений, сопровождавшихся образованием поднятий внутри геосинклинальной области, сложенных вулканогенно-осадочными толщами панимобинской свиты. Размыв этих поднятий главным образом компенсировал осадконакопление. Вместе с тем, резкий сдвиг суммы щелочей в пользу K_2O в осадках свиты Сухого хребта отмечает начало поступления в бассейн седиментации продуктов разрушения кислого материала гранитов, что связано, как показал А.Б.Ронов (1980), с началом отмирания геосинклиналей и усиленной

переработкой терригенного материала щитов. Это очень важный момент в геологической истории докембрия Енисейского края, отмечающий переход края к платформенному развитию гораздо раньше, чем считают большинство исследователей этого региона.

Вместе с глинистыми сланцами свиты Сухого хребта или на латеральном продолжении их отмечается присутствие осадочных железных руд, а на границе сланцевой толщи с залегающей выше карбонатной – появление залежей карбонатных марганцевых руд. Подобная же ассоциация высокоглиноземистых (до 28 % Al_2O_3) сланцев и сидеритовых и гематитовых железных руд наблюдается также в стрельногорской–деревнинской свитах докембрия Туруханского поднятия. Таким образом, отмеченные петрохимические особенности пород свиты Сухого хребта указывают на их принадлежность к платформенному комплексу отложений, а их металлогеническая специализация соответствует классической триаде алюминий–железо–марганцевых накоплений гумидных зон.

Терригенно(углеродисто)–глинистая ассоциация в Енисейском крае представлена сланцевыми породами кординской, горбилковской и удерейской свит, а также ритмично–слоистыми алевритоглинистыми сланцами погорьской свиты, составляющими однообразный и монотонный комплекс терригенно–сланцевых образований сухопитской серии верхнего протерозоя (рис.3, I,II).

Флишевый характер строения кординской и погорьской свит, многочисленные признаки подводных дислокаций отложений, знаки ряби и гиероглифы свидетельствуют о мелководных, прибрежно–морских условиях осадконакопления всего терригенно–сланцевого комплекса сухопитской серии.

Верхняя часть серии сложена известково–глинистыми сланцами, мергелями, известняками и конгломератами сосновской свиты, залегающими на породах погорьской свиты в большинстве случаев совершенно согласно с очень постепенным переходом.

Характерными особенностями терригенно(углеродисто)–глинистой ассоциации сухопитской серии является сложный минеральный состав глинистого вещества, большие (первые километры) мощности отложений, периодическое появление на разных стратиграфических уровнях значительных количеств углеродистого вещества и тонкорассеянных сульфидов железа.

Непрерывность стратиграфического разреза отложений кордин–

ской-аладынской свит, постепенные переходы главнейших типов пород свит из одного в другой, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности пород сухопитской серии указывают на то, что формирование комплекса глинистых отложений сухопитской серии происходило в едином цикле геологического развития региона, начавшегося трансгрессией кординского времени и продолжавшегося на фоне сначала всё прогибавшегося дна бассейна осадконакопления (горбилокское-удерейское время), затем некоторой стабилизации его (погорюйское время), и последующего нового углубления (время свиты Карточки и аладынской), прерванного резким воздыманием и накоплением терригенно-сланцевых пород базальных слоёв залегающей выше тунгусикской серии. Анализ геохимических особенностей состава глинистого вещества пород сухопитской серии, проделанный Е.П.Акульшиной (1985), подтверждает общую направленность развития и смены фациальных обстановок накопления пород сухопитской серии от прибрежных пресноводных (кординско-горбилокское время) к прибрежно-морским и морским (аладынская свита).

Петрохимические особенности пород сухопитской серии отраже-

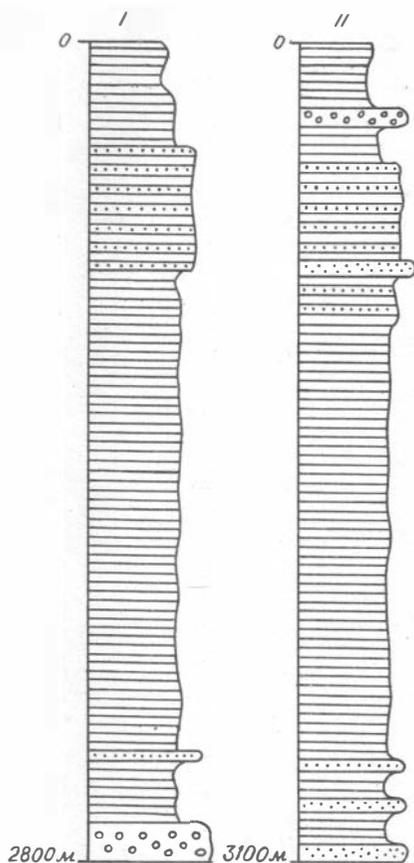


Рис.3. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка сухопитской серии:

I - по р.Чиримба, II - по р. Бол.Лит. Усл. обозн. см. на рис. I

Порода	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Fe ₂ O ₃ вал.	H.о.	SiO ₂ своб.
Кординская свита																
Филлиты серые	19	64,15	0,80	15,99	1,53	5,06	0,09	2,39	1,40	1,79	4,05	0,11	0,05	7,15	82,39	38,55
Филлиты темно-серые	22	56,49	1,13	20,64	1,72	7,83	0,15	2,08	0,70	1,43	2,97	0,17	0,01	10,42	81,19	31,95
Филлит углеродистый	18	57,82	1,19	22,73	1,97	6,12	0,09	1,24	0,20	0,70	2,92	0,21	0,45	8,82	87,58	34,30
Алевритоглинистые сланцы	13	66,46	0,95	16,56	3,09	2,85	0,03	1,04	0,42	1,16	3,47	0,08	0,03	6,25	88,98	42,10
Горбыловская свита																
Филлиты серые с сидеритом	5	57,97	1,10	15,57	4,93	3,54	0,26	1,79	3,06	0,90	3,97	0,18	-	8,84	-	-
Филлиты зелено-серые	19	58,22	0,88	16,57	3,03	4,25	0,25	2,41	3,25	1,88	3,15	0,12	0,10	7,75	80,73	-
Филлиты зелено-серые с магнетитом	21	56,98	0,85	16,21	3,67	3,88	0,24	1,92	4,33	1,97	3,12	0,34	-	7,99	82,54	31,58
Удере́йская свита																
Филлиты р. Бол. Пит	9	60,52	0,90	19,95	1,91	5,02	0,08	1,36	0,47	1,55	3,21	0,19	0,32	7,49	82,52	-
Филлит, р. Горбылок	11	58,06	1,27	20,44	1,40	7,49	0,13	1,28	0,69	1,46	3,28	0,11	0,23	9,70	82,64	-
Филлит углеродистый	16	62,95	0,89	17,05	1,62	5,40	0,07	2,00	0,81	1,48	3,11	0,19	0,29	7,62	81,50	37,58
Алевритоглинистый сланец	17	64,61	1,23	16,75	4,56	2,79	0,05	0,81	0,30	1,73	3,37	0,16	0,06	7,65	87,32	-

ны в таблице 3. Фигуративные точки составов пород на центральном поле диаграммы (Петров, 1982) образуют один четко выраженный рой, отвечающий содержанию SiO_2 своб. в пределах 30–45 %. Близкий наклон и примерно одинаковая длина векторов указывают на отсутствие заметных петрохимических разностей состава пород и, следовательно, на принадлежность их к генетически единой группе, возникшей в процессе одного цикла седиментации и постоянном составе обломочного материала, поступавшего из питающих провинций.

По величине глиноземного модуля ($A = 60\text{--}85\%$), большинство филлитов сухопитской серии относится к породам нормального ряда, и только самые нижние части разреза кординской свиты центральной зоны Енисейского кряжа обнаруживают высокую глиноземистость ($A = 90\text{--}100\%$), что может указывать как на более глубоководные условия отложения и лучшую сортированность глинистого материала, так и на интенсификацию процессов химического выветривания и размыва на границе пенченгинского–кординского времени. Любопытно, что в породах сосновской свиты величина глиноземного модуля падает до 35–45 %, что указывает на резкое снижение поступления глинистых минералов в этот период и возрастание роли кластогенных частиц кварца и полевых шпатов.

Общая карбонатность глинистых пород сухопитской серии очень невелика (CO_2 не более 0,5–3 %) и в большинстве случаев, несомненно, связана с гипергенным изменением пород. Как правило, MgO значительно преобладает над CaO и только в наиболее характерных сланцах горбилокской свиты и в сланцах верхней части погорюйской свиты, переходящих к мергелям свиты Карточки, CaO преобладает над MgO при примерно равном соотношении этих окислов. Для наиболее глиноземистых филлитов удерейской свиты ($A = 85\text{--}95\%$) характерно значительное (в 6–9 раз) преобладание MgO над CaO .

По количеству и соотношению щелочей филлиты сухопитской серии практически не отличаются друг от друга. Для всех них характерно преобладание K_2O над Na_2O при соотношении обычно не более 2–3. Только в мергелях свиты Карточки и некоторых сланцах верхней части погорюйской свиты Na_2O незначительно преобладает над K_2O , а соотношение их близко к единице. Совершенно самостоятельную группу пород образуют мало распространенные "щелочные" филлиты удерейской свиты района устья р. Ведуги на р. Бол. Пит, в которых на фоне общего повышенного содержания щелочей (до 8 %) Na_2O в 4–5 раз больше K_2O .

Отсутствие признаков вулканической деятельности в Енисейском крае в период отложения осадков сухопитской серии указывает на то, что сдвиг соотношения щелочей в пользу окиси натрия в верхней части сухопитской серии вызван, скорее всего, не привносом вулканогенного натрия, а выносом калия за счет либо перемива и очищения от калия терригенного материала щитов (Ронов, 1980), либо за счет замещения в глинистых осадках гидрослюд монтмориллонитом.

По общей железистости глинистые породы сухопитской серии также очень близки друг другу. Количество в них Fe_2O_3 вал. колеблется в пределах 7–9,5 % при постоянном преобладании FeO над Fe_2O_3 и соотношении этих окислов в пределах 3–5. В зелено-серых сланцах горбилковской свиты соотношение это близко к единице. Только в единичных пробах сланцев кординской, погорькой, сосновской свит отмечается преобладание Fe_2O_3 над FeO при соотношении их, близком к единице. Для этих же пород характерно заметное общее снижение железистости до 5–6 % Fe_2O_3 вал. В целом, для всех пород сухопитской серии отмечается уменьшение общей железистости с ростом SiO_2 своб. и одновременное уменьшение количества Fe_2O_3 , что приводит к возрастанию отношения FeO/Fe_2O_3 до 10–17.

Таким образом, сланцевые породы сухопитской серии не обнаруживают достаточно четких петрохимических признаков, которые можно было бы использовать для расчленения отложений серии геохимическими методами. Некоторое исключение составляют лишь зелено-серые сланцы горбилковской свиты, характеризующиеся постоянной невысокой карбонатностью (CO_2 до 5 %) и соотношением FeO/Fe_2O_3 , близким к единице.

Петрохимические особенности глинистых пород сухопитской серии, несомненно, указывают на генетическое единство осадочного материала пород сухопитской серии и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцы сухопитской серии характеризуются значительным содержанием кремнезема и сравнительно постоянным соотношением щелочей, низким содержанием окиси кальция и отсутствием свободного карбоната, а также кальциевой и магниезально-железистой составляющих, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении окисей натрия и калия.

Состав и количество элементов-примесей в сланцевых породах

сухопитской серии также отражает общую направленность осадочной дифференциации вещества в зависимости от фациальных обстановок и времени осадконакопления. Так, например, для базальных слоев кординской свиты, сложенных грубозернистыми обломочными породами, характерно резко неупорядоченное распределение основных рудных элементов. Эти же слои сравнительно удаленных от береговой линии фаций характеризуются упорядоченным типом распределения свинца, цинка, меди, ванадия, никеля, кобальта и заметным обогащением глиноземом. Относительно глубоководные (по сравнению с кординскими) сланцы горбилкокской и удерейской свит также имеют упорядоченный тип распределения рудных элементов, а сланцы нижней части удерейской свиты, отвечающие, по-видимому, фациям сероводородного заражения, характеризуются, кроме того, появлением заметных количеств углеродистого вещества и вместе с ним мышьяка, фосфора, молибдена, серебра и золота. Сланцы погорьской свиты более мелководные и со значительной примесью терригенного материала по набору рудных элементов и характеру их распределения близки к сланцам кординской и горбилкокской свит. Наконец, для базальных слоев сосновской свиты характерно появление железомарганцевых конкреций, представляющих собой эмбриональные по Н.Н.Страхову, концентрации этих элементов в наиболее глубоководных и застойных участках бассейна седиментации.

Нижняя и средняя части сухопитской серии имеют ярко выраженную золоторудную металлогеническую специализацию. Пространственное размещение подавляющего большинства известных золоторудных месторождений и россыпей Енисейского кряжа подчиняется строгому литолого-стратиграфическому контролю (Петров, 1974, 1976) и связано с уровнями повышенной кларковой золотоносности в песчаниках кординской-погорьской свит и особенно со сланцами нижней части удерейской свиты. На этих же уровнях отмечаются менее распространенные концентрации сурьмы и мышьяка. Значительные концентрации других металлов в отложениях сухопитской серии не известны. Упомянутые выше железомарганцевые конкреции сосновской свиты имеют главным образом минералогическое значение, отмечая в то же время момент максимального прогибания дна бассейна, наиболее глубоководных и застойных условий осадконакопления отложений сухопитской серии.

В комплексе отложений сухопитской серии уровни повышенных

кларковых концентраций золота отмечаются в породах кординской, удерейской и погорюйской свит. В глинистых породах нижней части сухопитской серии золото в общем коррелирует с количеством терригенной примеси и особенно с количеством Al_2O_3 , что указывает на петрогенный характер накоплений золота и его преимущественную хемогенную связь с глинистым веществом. В песчаниках и алевролитах кординской и погорюйской свит концентрации золота представляют собой типичные кластогенные россыпи прибрежно-морского происхождения. При этом появление повышенных концентраций кластогенного золота чаще всего было связано не только с формированием и переработкой россыпей дельтового типа, но также с процессами многократного перемывания и природного шликования прибрежно-морских отложений, содержащих кларковые количества свободного золота. Наконец, появление уровня повышенной кларковой золотоносности в отложениях удерейской свиты связано с появлением в этой свите относительно больших количеств углеродистого вещества и сингенетических сульфидов, что указывает на хемогенную природу накоплений золота этого уровня.

Карбонатно-глинистая ассоциация представляет собой весьма устойчивую во времени и пространстве ассоциацию карбонатно-терригенных отложений потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии верхнего протерозоя. Серия состоит из парагенезиса глинистых и карбонатных пород (известняков, мергелей, доломитов), местами с высоким содержанием углеродистого вещества; песчаники и конгломераты имеют резко подчиненное распространение. Мощность тунгусикской серии не менее 1500–1800 м (рис.4).

Потоскуйская свита, составляющая нижнюю часть тунгусикской серии, сложена главным образом черными тонкоконечнослоистыми, местами углеродистыми глинистыми сланцами и аргиллитами. Средний член тунгусикской серии – шунтарская свита – представлена тесным переслаиванием углеродистых глинистых сланцев и известняков, местами с обильной вкрапленностью сульфидов железа. Киргитейская свита сложена в основном известняками и доломитизированными известняками, которым подчинены мергели и глинистые сланцы, часто пестроокрашенные, а также редкие прослои конгломератовидных известняков, алевролитов, песчаников.

Петрохимические особенности состава пород потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии показаны в табли-

це 4. К сожалению, не для всех пород тунгусикской серии произведено определение SiO_2 своб., что в значительной степени затрудняет сравнение петрохимических особенностей пород сухопитской и тунгусикской серий. Та небольшая часть глинистых пород тунгусикской серии, для которых имеются определения SiO_2 своб., показывает на петрохимической диаграмме близость положения фигуративных точек, наклона и длины векторов с соответствующими глинистыми породами сухопитской серии. В сланцах потоскуйской свиты значительно возрастает лишь глиноземный модуль (до 115 %), и довольно заметно смещается отношение окислов в сторону резкого увеличения количества K_2O над Na_2O и MgO над CaO . Характерно также возрастание общей железистости пород потоскуйской свиты до 10–12 % Fe_2O_3 вал. и падение её в аргиллитах шунтарской свиты до 3,5–5 % Fe_2O_3 вал. с одновременным преобладанием Fe_2O_3 над FeO .

Отмеченные петрохимические особенности свидетельствуют о непрерывном осадочном процессе,

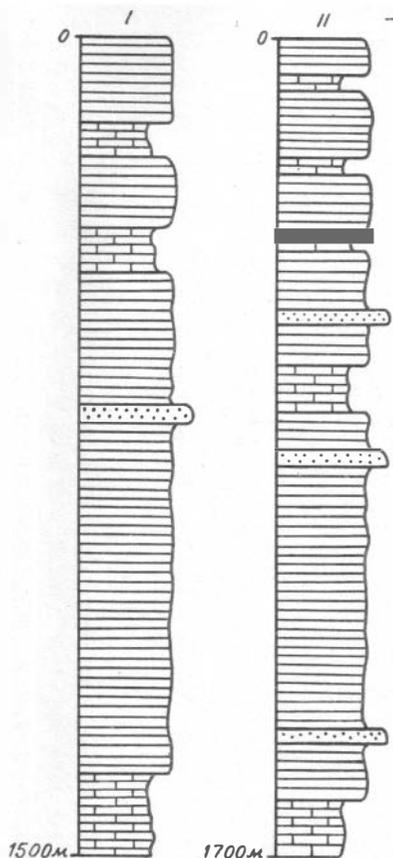


Рис. 4. Схематические литолого-стратиграфические колонки тунгусикской серии: I – по р. Бол. Пит. II – по р. Горбил. Усл. обозн. см. на рис. I

сохранении основных черт палеогеографии, состава пород питающих провинций и терригенного материала на продолжении всего сухопитско-тунгусикского времени осадконакопления. Карбонатно (углеродис-

Порода	Кол-во анали-зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Fe ₂ O ₃ вал.	H.о.	SiO ₂ своб.
Потоскуйская свита																
Аргиллиты углеродистые, р.Бол.Пит	14	57,72	1,14	20,69	3,10	6,40	0,04	1,19	0,25	0,69	2,62	0,12	0,95	10,16	77,25	33,34
Аргиллиты углеродистые, р.Горбылок	15	60,02	1,00	19,18	3,65	5,38	0,09	1,59	0,14	0,30	3,77	0,09	0,02	9,63	-	-
Филлиты хлоритовидные	15	52,57	1,37	25,60	2,89	7,85	0,06	0,80	0,62	0,38	2,25	0,09	0,24	11,61	85,40	-
Мергель	12	46,18	0,82	14,78	2,28	4,70	0,26	1,91	10,82	0,66	3,22	0,03	0,07	7,50	62,55	-
Шунтарская свита																
Аргиллиты углеродистые	13	57,03	1,17	19,94	1,92	5,33	0,03	1,41	1,14	0,61	2,86	-	0,20	7,84	76,10	-
Филлиты	18	55,58	0,82	15,08	2,64	1,18	0,14	1,72	7,51	0,69	3,23	0,14	0,12	3,97	78,02	33,60
Мергель	12	48,51	0,69	13,05	4,44	0,82	0,08	1,06	10,10	0,55	3,12	0,10	1,12	5,35	69,51	31,10
Алеврит глинистый	12	43,37	0,93	14,44	8,02	6,24	0,44	2,41	5,74	0,49	2,36	0,17	3,78	14,94	61,10	-
Киргитейская свита																
Филлиты	13	60,03	0,97	21,09	3,43	3,40	0,19	0,94	0,28	1,57	4,33	0,10	0,10	7,20	84,83	-
Филлиты углеродистые	12	62,84	1,26	17,42	5,71	2,29	0,02	0,80	0,79	0,15	2,75	0,06	0,03	8,25	85,09	39,03
Алевритоглинистые сланцы	12	71,29	0,60	13,06	1,49	3,60	0,05	1,48	0,74	1,53	2,91	0,10	0,01	5,49	87,37	49,75

то) —глинистая формация, таким образом, отвечает дальнейшему прогибанию бассейна осадконакопления, замедлившегося в период накопления верхней части сухопитской серии, и вместе с унаследованием источников обломочного материала сухопитской серии наследует и ее металлогеническую специализацию. Для карбонатно(углеродисто)—глинистой формации тунгусикской серии ведущими рудными элементами являются алюминий (глиноземистые сланцы), золото (руднопроявления и россыпи) и железо (пластовые руды). Алюминий, золото и железо, однако, не образуют крупных месторождений в отложениях формации вследствие более глубоководных условий осадконакопления, оказавшихся менее благоприятными для накопления значительных рудных концентраций этих элементов.

Литература

АКУЛЫШИНА Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 244 с.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ. Классификация, характеристика, генезис Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1987. 213 с.

ПЕТРОВ В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.

ПЕТРОВ В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 213 с.

ПЕТРОВ В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.

РОНОВ А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ / Градзунский Р., Костецкая А., Радомский А. и др. М.: Мир, 1980. 730 с.

С.В.Сараев

ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ
РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЯНИХО-МЕРКУРИХИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Енисейский край)

Среди месторождений и рудопроявлений Ангарского рудного района большой интерес представляет Морянихо-Меркурихинское рудное поле. Закономерности размещения стратиформного свинцово-цинкового оруденения в его пределах, остав руд, общие сведения по литологии вмещающих пород приведены в ряде работ (Забилов, Кириченко, 1985; Бранднер и др., 1985; Пономарев, Забилов, 1988 и др.). В настоящей статье на основе детального изучения литологии и геохимии вмещающих оруденение толщ предпринята попытка реконструкции условий осадконакопления, синхронного с рудогенезом, и уточнения литологических признаков оруденения.

Морянихо-Меркурихинское рудное поле расположено к северу от Горевского месторождения в междуречье Меркурихи и Морянихи (правых притоков р.Татарки). В структурном отношении оно приурочено к Морянихинской антиклинали. Наиболее древние породы ядра антиклинали, выделяемые В.Г.Пономаревым и Ю.А.Забиловым (1988) в составе меркурихинской свиты, сравниваются ими с красногорской свитой. Вмещающая оруденение сланцево-карбонатная толща (морянихинская свита) сопоставляется этими исследователями с джурской свитой, а перекрывающие эти отложения рассохинская и горевская свиты - соответственно с шунтарской и свитой Серого ключа. Однако сравнение сводного стратиграфического разреза Морянихо-Меркурихинского рудного поля с хорошо изученными разрезами по р.Бол. Пит в районе зимовья Бол. Пит (Семихатов, 1962) и по р.Сухой Пит от устья р.Даугле до впадения в р.Бол. Пит позволяет предложить другую схему сопоставления. Меркурихинская свита в понимании В.Г.Пономарева и Ю.Г.Забилова соотносится с тисской свитой, морянихинская с сосновской, а рассохинская - с потоскуйской и шунтарской.

Л и т о л о г и я

В геологическом строении Морянихо-Меркурихинского рудного поля принимают участие отложения тисской, сосновской, потоскуйской, шунтарской и токминской свит.

Тисская свита обнажается в ядре Морянихинской антиклинали и составляет основание опорного разреза. Породы представлены однообразным тонким неупорядоченным переслаиванием темно-серых, реже черных глинистых и алевритоглинистых сланцев и серых кварцито-видных алевролитов, реже мелкозернистых песчаников. Слоистость горизонтальная, прерывистая, линзовидная. Обломочная составляющая алевролитов представлена главным образом кварцем, материал глинистых слоев раскристаллизован до гидрослюда, серицита, хлоритоида, хлорита. В цементе алевролитов в незначительных количествах встречается доломит. Во всех породах встречаются порфиры пирита. Скважинами вскрывается только верхняя часть свиты (около 80 м).

Сосновская свита обнажается на крыльях Морянихинской антиклинали. В составе свиты выделяется четыре пачки.

Первая пачка - "доломитовая" имеет резкую границу с подстилающей тисской свитой. В основании доломитовой пачки зафиксированы прослой кварцевых гравелитов, крупнозернистых песчаников, карбонатных седиментационных брекчий. Мощность обломочных пород в основании пачки в центральной части рудного поля не превышает первых метров. В западной части мощность этого горизонта несколько увеличивается. Здесь он представляет собой неупорядоченное переслаивание (от долей до первых метров) гравелитов, карбонатных брекчий, песчаников, глинистых сланцев, доломитов с терригенной примесью, алевритоглинистых сланцев с градационной слоистостью. Характерной особенностью описываемого горизонта в западной части рудного поля (скв.41 и 43) является наличие прослоев, обогащенных остроугольными, часто уплощенными по форме фрагментами слоев черных пелитоморфных фосфатных пород. Мощность прослоев - сантиметры и первые десятки сантиметров. Многочисленность этих прослоев в западной части рудного поля и отсутствие даже единичных обломков фосфатных пород в "гравелитовом" горизонте в центральной части (скв.35 и 36) указывают на существование к западу от Морянихинского рудного поля достаточно мощной фосфатоносной толщи сосновско(?) - тисского возраста.

В целом доломитовая пачка достаточно однородная. Она сложена главным образом железистыми доломитами. Прослой терригенных пород единичны и маломощны.

Доломиты имеют серую, темно-серую, редко черную окраску (в зависимости от содержания углеродистого вещества). По первично-осадочным признакам выделяются следующие разновидности доломитов: 1 - горизонтально-, прямолинейно-слоистые, 2 - массивные и неяснослоистые, 3 - водорослевые, 4 - обломочные, 5 - подводно-оползневые. Первые три разновидности встречаются наиболее часто и пользуются одинаковой распространенностью. Горизонтальная, прямолинейная, тонкая (реже средняя и толстая) слоистость обусловлена неравномерным распределением пигментирующего углеродистоглинистого вещества. Она встречается по всему разрезу пачки. Массивные и неяснослоистые доломиты наиболее широко развиты в западной части рудного поля.

Водорослевые доломиты обычно тяготеют к верхней половине доломитовой пачки. Строматолиты столбчатые. Столбики клубнеподобные, цилиндрические, иногда цилиндрические изогнутые. Наблюдаемые в керне поперечные сечения - округлые, диаметр их 2-4 см. Высота столбиков 8-9 см. Микрослоистость строматолитов - округло-выпуклая, редко уплощенно-выпуклая. Толщина чередующихся слоев серой и светло-серой окраски доли мм - 1,5 мм. В редких случаях наблюдается приуроченность галенита к определенным микрослоям строматолита. В разрезе скважин водорослевые доломиты имеют несплошное распространение, они чередуются главным образом с массивными и неяснослоистыми доломитами.

Доломиты с обломочными и подводно-оползевыми текстурами встречаются значительно реже других и обычно ассоциируют, сменяя друг друга. Размер карбонатных обломков соответствует фракциям крупнозернистого песка - гравелита. Иногда отмечаются мелкие эрозионные карманы, заполненные обломочным материалом. Первично-седиментационные текстуры доломитов претерпевают катагенетические, метаморфические и тектонические преобразования.

Прослой терригенных силикатных пород в пределах описываемой пачки имеют максимальное развитие в западной части рудного поля (скв. 43, 41) и по составу практически не отличаются от терригенных пород основания пачки. Общая длина интервалов с обломками фосфатных пород около 2 м. Интервал разреза, в котором встреча-

ются прослой с обломками фосфатных пород, составляет примерно 70 м.

Микроскопическое изучение устанавливает общую перекристаллизацию карбонатных пород (преобладание мелкозернистых разновидностей), вместе с тем, отмечается избирательная пятнисто-прожилковая перекристаллизация до средне-, крупнозернистого состояния. При этом заметного изменения состава карбонатных пород (окрашивание по методу Л.Е.Штернберга) не наблюдается. Содержание зерен кварца алевритовой размерности и чешуек гидрослюда в большей части изученных шлифов не превышает первых процентов. Однако встречаются прослой доломитов с содержанием мелкозернистого кварца до 30-40 %.

Крупнозернистые песчаники и мелкообломочные гравелиты (древсяники) с обломками фосфатных пород содержат последние в различных количествах - от единичных обломков до 40 %. Сортировка обломочного материала в каждом отдельном прослое средняя (содержание преобладающей стандартной фракции - 55-70 %), редко хорошая (>70 %). Степень окатанности контрастная для разных по вещественному составу зерен. Для кварцевых обломков характерны окатанные и полукатанные формы, для фосфатных пород (фрагментов размытых слойков) - неокатанные, остроугольные и, как исключение, полукатанные. В качестве главных (породообразующих) обломков в рассматриваемом типе пород выступают кварц, фосфатные породы, второстепенными являются обломки алевролитов, песчаников, глинистых сланцев, доломитов. Обломки слойков фосфатных пород характеризуются значительным разнообразием: 1 - пелитоморфные фосфатные породы черной и бурой окраски с микросгустковым строением; 2 - то же, но с включениями полукатанных и остроугольных зерен кварца песчано-алевритовой размерности; 3 - кварцевые песчаники с базальным и поровым пелитоморфным фосфатным цементом; 4 - пелитоморфные и микрозернистые кремнисто-фосфатные и карбонатно-фосфатные породы; 5 - обломки пород с микропереслаиванием всех вышеперечисленных разновидностей. В составе обломков фосфатных пород рентгенографическим анализом (определение Г.М.Писаревой) установлен гидроксилпатит.

Мощность доломитовой пачки изменяется в разных частях рудного поля от 85 до 180 м.

Вторая пачка - "межрудная сланцевая" ("турбидитовая"), с

резким переходом залегает на доломитовой пачке. Она сложена темно-серыми до черных глинистыми, серыми алевритоглинистыми сланцами, светло-серыми алевролитами с доломитовым цементом, а также ритмичным тонко-, среднеслоистым переслаиванием вышеперечисленных разностей. Характерным признаком пачки является градационная слоистость. По вещественному и текстурному признакам пространственно обособляется три типа отложений пачки: глинистые сланцы темно-серые до черных, неслоистые, неяснослоистые с крупными порфиробластами пирита; тонкое, среднее переслаивание глинистых, алевритоглинистых, алевритовых пород, объединяющихся в градационные серии; подводно-оползневые, седиментационно-брекчированные слоистые отложения второго типа.

По данным микроскопического изучения, глинистые сланцы сложены главным образом гидрослюдой и серицитом с незначительной примесью хлорита. В изменчивых количествах содержится алевритовый кварц. Структура лепидобластовая. В отдельных шлифах отмечаются порфиробласты хлоритоида и пирита.

Алевролиты – мелкозернистые, реже крупнозернистые, хорошо сортированные. Обломки представлены главным образом кварцем, среди второстепенных отмечаются полевые шпаты, среди редких обломков – турмалин и циркон. Цемент – поровый, базальный, сложен карбонатами доломит-анкеритового ряда или гидрослюдой.

Мощность второй пачки сосновской свиты изменчивая. Минимальные значения её около 10 м (скв.36, 44) максимальная мощность достигает 270 м (скв.56).

Третья пачка – "оползневая карбонатно-сланцевая" имеет сложное, изменчивое по разрезу и латерали строение. По вещественному составу и текстурным особенностям в составе пачки выделяются следующие разновидности: 1 – оползневые брекчиевые карбонатно-глинистые породы; 2 – кварц-хлорит-серицитовые (гидрослюдистые), карбонат-кварц-серицитовые (гидрослюдистые) сланцы; 3 – кварц-серицит-карбонатные сланцеватые породы; 4 – доломиты; 5 – карбонатные туффиты.

Первый тип представляет собой конгломератовидную породу, состоящую из обломков доломитов, известняков кремнистых, гидрослюдистых их разностей, реже карбонатных силицитов и карбонатных глинистых сланцев. Содержание обломков колеблется от первых процентов до 100 %. Цементирующая масса представляет собой кварц-

хлорит-серицитовый сланец, реже кварц-хлорит-серицит-карбонатную породу и широкий спектр пород, переходных между этими крайними членами. Обломки окрашены в светло-серый, белый, серый, темно-серый цвета. Цементирующая масса зеленовато-серой, желтовато-зеленой окраски. Размеры обломков изменяются от первых сантиметров до 40-50 см (канавы I0). К крупным обломкам относятся карбонатные тела мощностью около 1 м и более в основании пачки с характерными "прожилкообразными" (в керне) выделениями желтовато-зеленых, темновато-серых сланцев, представляющих собой скудный цемент между оползневыми блоками. Форма наиболее распространенных обломков округлая, овальная, лепешковидная, пластинчатая, брусковидная. Часто отмечается деформация уплощенных обломков, а в цементирующей массе седиментационная оползневая пloyчатость.

Вторая и третья выделенные разновидности пород по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям соответствуют цементирующей массе оползневых брекчий. Четвертая разновидность представлена доломитами серыми, темно-серыми слабосиликатными массивными, неяснослоистыми, иногда обломочными. Карбонатные туфиты (прослои мощностью до 8 м) представляют собой серозеленые, желтые, желто-зеленые породы кварц-серицит-хлорит-доломитового состава неяснообломочного строения с сегрегационными выделениями доломита и флюорита. Размер карбонатизированных обломков изменяется от песчаной фракции до 1 см.

Микроскопическое изучение пород пачки показывает, что оползневые обломки карбонатных пород обладают обычно мелкой, реже средней и микрзернистостью. Содержание кварца в обломках изменяется от долей процента до преобладания над карбонатными минералами. В единичных случаях с кварцем ассоциируют зерна турмалина. Примесь серицита и гидрослюда незначительная. В ряде обломков по шлифам устанавливается смешанный состав карбонатных пород, но чаще встречаются обломки чистых разновидностей (доломиты, известняки). Общая характерная черта всех оползневых мелких обломков - практически полное отсутствие углеродистого вещества. Цементирующая масса характеризуется микро-, грано- и алевролитоподобластовой структурами. Соотношение главных породообразующих компонентов породы серицита (гидрослюда), кварца, хлорита, доломита, кальцита изменчивое. Наиболее широко развиты разности с преобладанием серицита или доломита. Обычным также является

смешанный состав карбонатной составляющей. В качестве второстепенных и редких минералов отмечаются сульфиды, магнетит, хлорит, турмалин, лейкоксен, сфен, рутил, циркон, апатит.

Доломитовые туффиты под микроскопом имеют неясно выраженную обломочную (реликтовую) структуру. В отдельных обломках на фоне сильной доломитизации наблюдаются реликты мелкопузырчатого строения первичной магматической породы. Широко развиты микросегрегации доломита, кальцита, хлорита, кварца.

Мощность пачки колеблется от 10 до 130 м.

Четвертая пачка - "параллельно-слоистые" сланцы представлена глинистыми, алевритоглинистыми, реже карбонатно-глинистыми сланцами. Преобладают зеленовато-серые, желтовато-зеленые разновидности, часто встречаются прослой серого, светло-серого, зеленого, реже сиреневого, желтого цвета. Слоистость горизонтальная, параллельная от тонкой до толстой. Пачка имеет постепенные переходы к нижележащим отложениям, а в случае отсутствия в последних обломков карбонатных пород образует с ними единую по составу толщу. По минеральному составу выделяются кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые, серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-хлоритоид-серицитовые, кварц-хлорит-доломит-серицитовые сланцы. Мощность пачки изменяется от 15 до 100 м.

Потоскуйская свита вскрывается на крыльях Морянихинской антиклинали. В её составе выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена темно-серыми, реже черными, серыми, зеленовато-серыми глинистыми, реже алевритоглинистыми и алевритовыми сланцами. Сланцы содержат хлоритоид в количествах от первых процентов до 30 % (в среднем около 10 %). Преобладающая разновидность слоистости - горизонтальная, прямолинейная, реже отмечается прерывистая линзовидная и градационная слоистость.

В отдельных частях Морянихинско-Меркурихинского рудного поля (р.Каимба, р.Татарка в 4 км выше устья р.Морянихи) в нижней части подсвиты установлен горизонт кварцевых гравелитов, крупнозернистых песчаников, конгломератов, конгломератобрекчий. Мощность горизонта изменчивая (от 0 до 10-15 м). В некоторых разрезах подсвиты (скв.2,64) отмечаются невыдержанные по простиранию прослой доломитовых туффитов.

Максимальная мощность подсвиты, по-видимому, не превышает 170 м.

Верхняя подсвита сложена известняками с прослоями глинистых

сланцев в средней и нижней её частях. По вещественному составу и текстурным особенностям в составе подсвиты выделяется несколько разновидностей пород: 1 - известняки неяснослоистые, неслоистые; 2 - доломиты неяснослоистые, неслоистые; 3 - известняки глинистые тонкослоистые; 4 - известняки обломочные; 5 - доломиты обломочные; 6 - известняки с подводно-оползновыми текстурами; 7 - известняки с подводно-оползневой слоистостью и позднедиагенетическими "прожилковыми" кальцитовыми образованиями; 8 - глинистые сланцы хлоритовидные неяснослоистые, тонкослоистые; 9 - тонкопереслаивающиеся глинистые сланцы и известняки. Среди пород карбонатного состава наиболее распространены первая, третья, шестая и седьмая разновидности.

Известняки неяснослоистые, неслоистые чаще встречаются в верхней части подсвиты. Они чередуются в разрезе с яснослоистыми известняками. В самой верхней части подсвиты в разрезах скважин 13 и 37 появляются такого же облика доломиты.

Известняки глинистые тонкослоистые приурочены главным образом к средней и нижней частям подсвиты. Они представляют собой неритмичное переслаивание темно-серых, серых, черных известняков, в разной степени обогащенных глинистым и углеродистым материалом.

Обломочные известняки слагают прослои мощностью в первые десятки сантиметров. Они пользуются распространением во всех частях подсвиты, вместе с тем, не образуя значительных по суммарной мощности ассоциаций. Обломочная текстура обусловлена скоплением обломков светло-серых до белых, реже черных известняков в темно-серой, серой известковой цементирующей массе. Размеры обломков от песчаных фракций до фрагментов 4 x 1 см. Преобладают пластинчатые обломки, ориентированные согласно общей слоистости.

Обломочные доломиты - значительно более редкие образования. Они характерны для самых верхних частей подсвиты и по своему морфологическому облику не отличаются от обломочных известняков.

Известняки с подводно-оползневой слоистостью наиболее широко распространены среди других разновидностей пород подсвиты. В сочетании с позднедиагенетическими прожилковыми образованиями кальцита в них наблюдается яркий сложный текстурный рисунок. Широко развиты текстуры с разрывом сплошности слоев,

что, вероятно, свидетельствует о частичной литификации карбонатных осадков к моменту образования седиментационно-плойчатых текстур. "Прожилковидные" текстуры характеризуются пространственной приуроченностью к оползневым известнякам. Выделения мелко-, тонкозернистого кальцита имеют светло-серую до белой окраску, извилистую, пластинчатую, клиновидную форму, секущий характер. Их размещение и форма, по-видимому, обусловлены появлением мелких "трещин" и зон растяжения в полулитифицированных карбонатных осадках. В пользу позднедиагенетической природы подобных образований свидетельствуют слабая раскристаллизация их (практически одинаковая с вмещающими породами) и присутствие обломков таких же пород в составе перекрывающих обломочных известняков.

Хлоритоидные глинистые сланцы - темно-серые первично-глинистые породы с незначительной примесью алевритового кварца. Мощность прослоев сланцев от первых метров до 20 м.

Породы, представленные тонким, "нитевидным" переслаиванием известняков, глинистых известняков, глинистых сланцев и микрослойков, обогащенных углеродистым веществом, образуют небольшие по мощности (доли метра) прослой.

Микроскопическое изучение карбонатных пород подсвity устанавливает тот факт, что обломочное строение характерно не только для пород с визуально определяемыми признаками, но и для многих образцов, которые макроскопически описываются как неяснослоистые и тонкослоистые. В них под микроскопом обнаружены известковые обломки песчано-алевритовой размерности.

По минералогическому составу глинистые сланцы довольно однообразны и относятся к хлорит-кварц-хлоритоид-гидрослюдистому типу. В некоторых образцах содержания хлорита, кварца и хлоритоида могут снижаться менее 10 %.

Мощность подсвity около 450 м (скв.5). В разрезах с незначительным развитием оползневых образований её мощность, по-видимому, резко сокращается.

Шунтарская свита вскрывается в разрезах по скважинам на крыльях Морянихинской антиклинали. Особенностью этих разрезов здесь является глубокое развитие процессов выветривания, приведших к образованию кор выветривания по породам свиты. Нижнюю границу свиты следует проводить по резкому увеличению содержания углеродистого вещества в сланцах и карбонатных породах. В разре-

ве скв. 13 эта граница проходит на уровне 100 м, в скв.37 - на уровне 241 м.

По сохранившимся фрагментам неизмененных пород в составе свиты выделяются следующие разновидности пород: 1 - хлоритовидные глинистые сланцы темно-серые, черные неяснослоистые с линзовидными выделениями пирита; 2 - углеродистые карбонатно-глинистые пиритизированные сланцы черные; 3 - известково-глинистые сланцы с хлоритовидом серые, темно-серые с порфиробластами пирита горизонтально-слоистые, выветрелые до охристых и голубоватосерых глин; 4 - сланцы карбонатно-глинистые темно-серые с прослоями, обогащенными карбонатными минералами и алевритовым кварцем, слоистость горизонтальная, параллельная, градационная (мощность градационных ритмов 0,5-2 см).

Мощность свиты превышает 200 м.

Токминская свита вскрывается в южной части рудного поля. Наличие мощных кор выветривания по породам подстилающей шунтарской и, по-видимому, по породам нижней части токминской свиты затрудняет установление характера перехода между этими свитами. Граница между ними может быть проведена по смене существенно сланцевого разреза (шунтарская свита) существенно карбонатным (токминская свита).

В составе отложений токминской свиты в пределах рудного поля преобладают серые, темно-серые мелкозернистые известняки, тонко-, средне-, толстослоистые. Слоистость обусловлена изменчивым содержанием глинистого вещества. В единичных случаях отмечаются косая и градационная слоистость.

Геохимия осадочных пород Морянихо-Меркурихинского рудного поля

Геохимическое изучение осадочных пород проводилось на основе силикатных, атомно-абсорбционных, количественно-спектральных, гамма-спектрометрических анализов проб, отобранных из керна скважин. Кроме того, из пород разного состава выделялась бескарбонатная фракция размерностью менее 0,002 мм, сложенная главным образом глинисто-слюдистыми минералами, которая также подвергалась химическому и количественному спектральному анализу. Анали-

зы пород согласно полевым и микроскопическим определениям были разбиты на отдельные выборки, соответствующие типам пород каждой пачки. Для обобщения геохимических данных, классификации, сравнения пород различных пачек использовались петрохимические диаграммы и методы пересчета (Неелов, 1980; Сараев, 1986 и др.).

Породообразующие компоненты

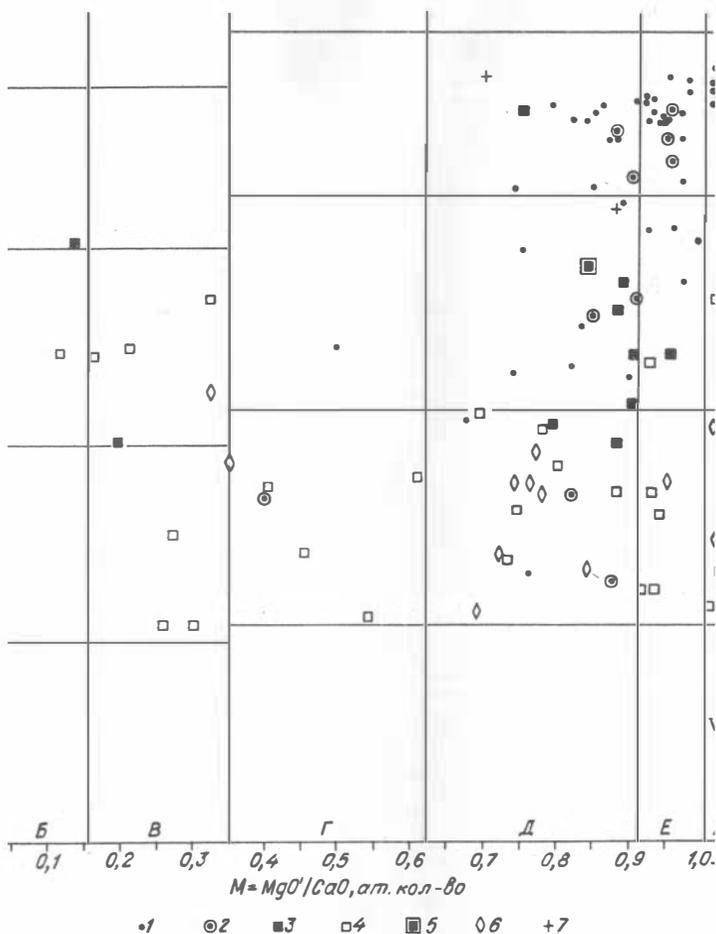
Тисская свита. Породы свиты представлены всего лишь одним силикатным анализом пробы из прослая глинистого сланца. Обращает на себя внимание высокая зрелость ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0,75$; $k = \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,83$), максимальная для глинистых пород рудного поля и отвечающая наиболее зрелым глинистым сланцам погоруйской свиты в разрезе по р.Иркинеевой (Сараев, 1986).

Сосновская свита. Петрохимию пород свиты целесообразно рассмотреть в пределах выделенных пачек.

Все химические анализы первой пачки попадают в выборку карбонатных и карбонатсодержащих пород ($\text{CO}_2 > 12\%$, рис.1). Породы, содержащие вкрапленность галенита и сфалерита, несколько отличаются от безрудных большей известковистостью и содержанием нерастворимого остатка (см. рис.1). Но, по-видимому, главной особенностью состава первой пачки является высокая железистость доломитов. На рис.2 приведен фазовый состав карбонатной части пород пачки, рассчитанный по химическим анализам. Основная часть точек состава попадает в поле с содержанием FeCO_3 от 10 до 25%. Содержание расчетного родохрозита при этом составляет 1-3%. Данные химического и рентгеноструктурного анализов указывают на принадлежность пород пачки к железистым доломитам и анкеритам. Содержание $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ для большинства проб достигает 20-50% при предельном уровне в анкеритах 70% (Карбонаты ..., 1987).

Соотношение расчетного свободного кремнезема и общего глинозема в породах первой пачки приведено на рис.3*. Анализ этой диаграммы позволяет сделать следующие выводы: I - основное коли-

* Свободный кремнезем рассчитывался по формуле $\text{SiO}_2\text{своб.} = \text{SiO}_2\text{общ.} - 1,45 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, где $1,45 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ - количество кремнезема, связанного в гидрослюде. Основное количество глинозема содержится в гидрослюде, что контролируется микроскопическим методом.



Петрохимическая диаграмма для карбонатных и смешанно-терригенных) пород Морянихо-Меркурихинского рудного поля;

пачки: 1,2 - доломитовая - $Pt_2 ss_1$ (1 - "доломиты", 2 - с вкрапленностью галенита и сфалерита); 3,4,5 - оползательно-сланцевая (3 - обломки, 4 - цемент, 5 - кружки доломитов) - $Pt_2 ss_3$; 6 - доломитовые туффыты - pt_1 ; 7 - карбонатные породы - $Pt_2 pt_2$. Названия пачки (I-VI и А-Ж) приведены в работе С.В.Сараева (1986)

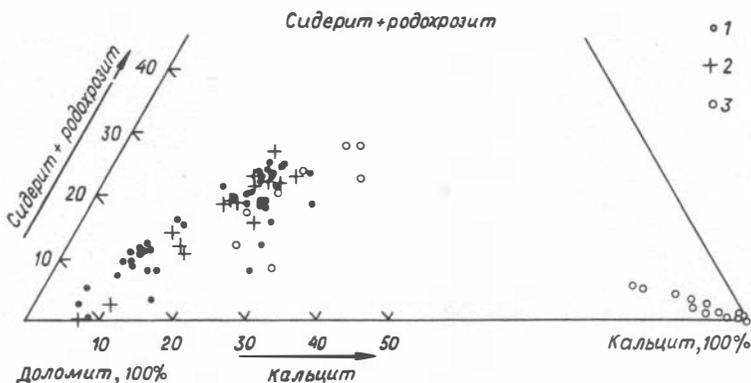


Рис.2. Минеральный состав карбонатных пород сосновской свиты Морянихо-Меркурихинского рудного поля по данным химических анализов.

Пачки: 1, 2 - доломитовая (1 - безрудные железистые доломиты, 2 - железистые доломиты с содержанием $PbO > 1\%$); 3 - оползневая карбонатно-сланцевая (только обломки)

чество силикатной примеси приходится на кварц, 2 - отсутствие корреляции между содержаниями мелкозернистого кварца и глинозема косвенно свидетельствует о нетерригенной природе повышенных содержаний кремнезема; 3 - пролам с вкрапленностью галенита и сфалерита сопутствуют повышенные содержания кремнезема.

Значения глиноземистого модуля (а) карбонатных пород пачки указывают на силикатный (песчано-алевритовый) состав примеси, причем, пролам с вкрапленностью галенита и сфалерита соответствуют минимальные значения параметра "а".

Величины параметра "к" в породах первой пачки свидетельствуют о принадлежности примесного силикатного материала к натровому семейству, что является отражением низкой зрелости глинистой части примеси или присутствия незначительных количеств тонкого пеллового материала. Корреляции параметров "а" и "к" в породах первой пачки не наблюдается.

Железо-марганцево-титановый и железо-марганцево-алюминиевый модули, позволяющие устанавливать в терригенных отложениях экс-галитивный материал (Страхов, 1976; Лисицын, 1978), несомненно,

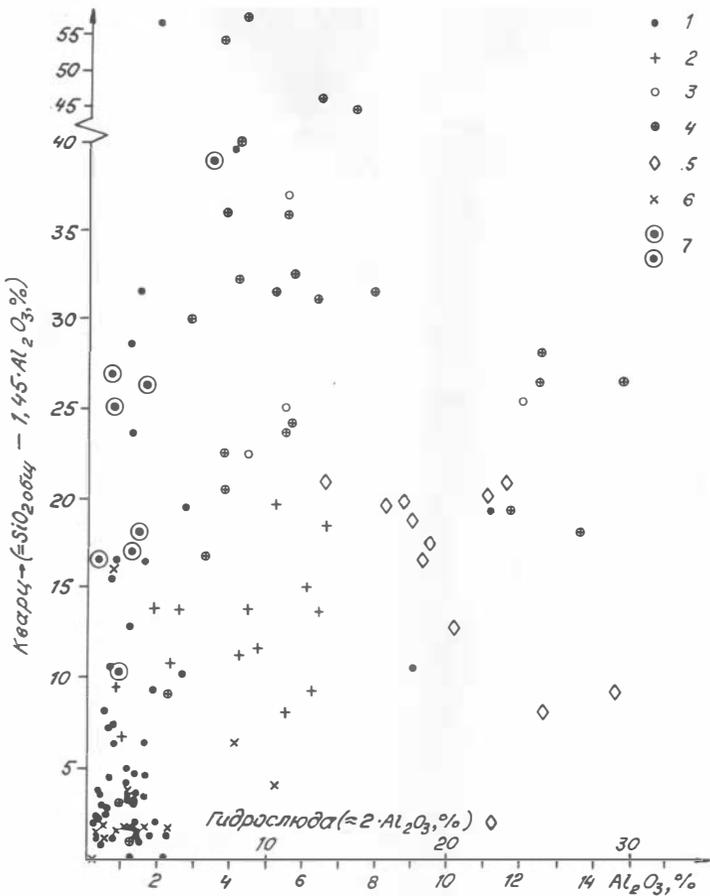


Рис.3. Соотношение "расчетного" кварца в породе и глинозема, связанного с глинисто-слюдистой примесью в карбонатных породах Морянихо-Меркурихинского рудного поля;

I - доломитовая пачка - Pt_{2ss_1} ; 2-4 - оползневая карбонатно-сланцевая пачка (2 - обломки, 3 - цемент, 4 - смешанные пробы из обломков и цемента) - Pt_{2ss_3} ; 5 - доломитовые туффиты - $Pt_{2ss_2-pt_1}$; 6 - карбонатные породы - Pt_{2pt_2} ; 7 - породы с вкрапленностью галенита и сфалерита

информативны и для морских карбонатных отложений. Карбонатные породы первой пачки среди других пород подобного состава выделяются максимальными значениями вышеуказанных модулей, во много раз превышающими граничные значения для терригенных пород (рис.4). Пробы с вкрапленностью галенита и сфалерита попадают в поле максимально высоких для пачки значений модулей.

В прослоях гравелитобрекчий, обогащенных обломками фосфатных пород, содержания P_2O_5 на породу составляют: 10,0; 4,2; 7,08; 12,33 %, образцы (соответственно) из скв.41: глубина 540,2; 540,7; 548,4 м; из скв.43 глубина 161,7 м.

По данным силикатного анализа бескарбонатной фракции менее 0,002, выделенной из пород первой пачки, были рассчитаны генетические коэффициенты (Глинистые минералы ..., 1976), отражающие условия, при которых происходило формирование глинистых минералов на водосборной площади бассейна. Зрелость глинистого вещества оценивалась по параметрам $Al_2O_3:Na_2O$ и $K_2O:Na_2O$, кислотность-щелочность среды выветривания (климатические условия) по отношению $Al_2O_3:TiO_2$. Граничные значения параметров взяты у Е.П.Акульшиной (Глинистые минералы ..., 1976). Данные, полученные для первой пачки, показывают, что зрелость глинистого материала низкая и имеет тенденцию увеличиваться от подошвы пачки к кровле, выветривание на водосборной суше протекало в кислых и нейтральных условиях.

Вторая пачка (турбидитовая) сложена главным образом глинистыми, алевритоглинистыми, алевритовыми породами (рис.5). Характерной особенностью состава пород этой пачки, отличающей её от других, является соотношение щелочей, позволяющее относить их к суперкалийевому семейству. По общему содержанию щелочей породы попадают в класс малощелочных и умереннощелочных.

В самой верхней части пачки отмечается незначительная обогащенность марганцем (содержание MnO от 0,35 до 1,14 %, скв. 1, 2, 35).

Значение железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей для большинства проб ниже граничных, исключение составляют четыре образца, что свидетельствует об эпизодическом участии эксгальвативного материала в осадочном процессе.

Параметры, характеризующие зрелость глинистой составляющей пород, изменчивы в пределах пачки. Высокая зрелость глинистого

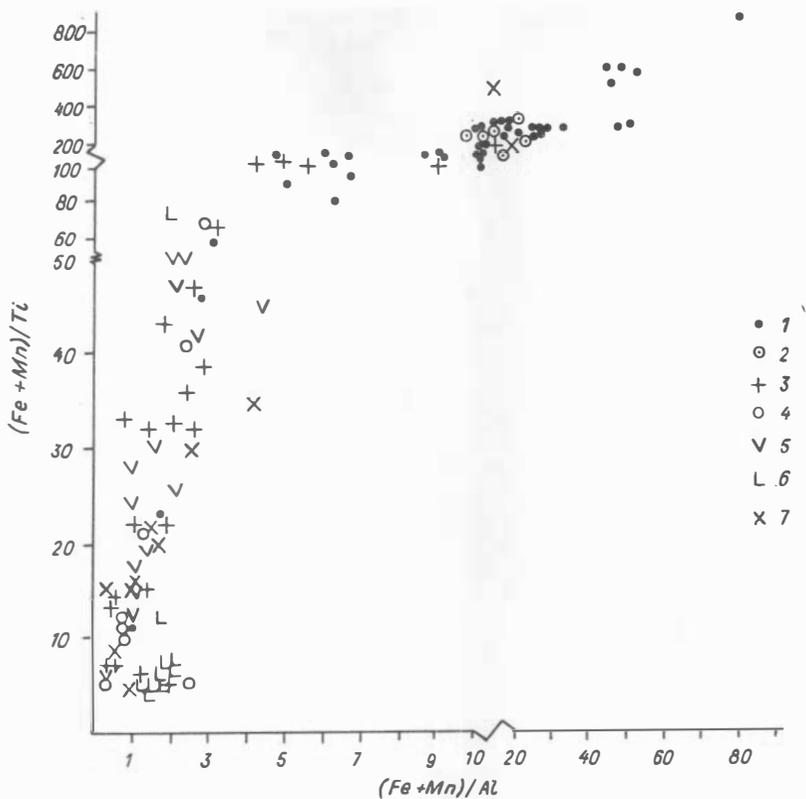


Рис.4. Значения Fe-Mn-Ti и Fe-Mn-Al-модулей в карбонатных породах Морянхо-Меркурихинского рудного поля:

I - доломитовая пачка - $Pt_2 ss_1$ (2 - доломиты с вкрапленностью галенита и сфалерита); 3,4,5 - оползневая карбонатно-сланцевая пачка - $Pt_2 ss_3$ (3 - обломки, 4 - цемент, 5 - смешанные пробы); 6 - доломитовые туффиты $Pt_2 ss_2-pt_1$; 7 - известняки $Pt_2 pt_2$

вещества в нижней части пачки резко сменяется средней и даже низкой в средней части и, судя по двум пробам, вновь становится высокой в самой верхней части пачки. Значения параметра $Al_2O_3 : TiO_2$ в пределах пачки изменяются слабо, отвечая в целом грани-

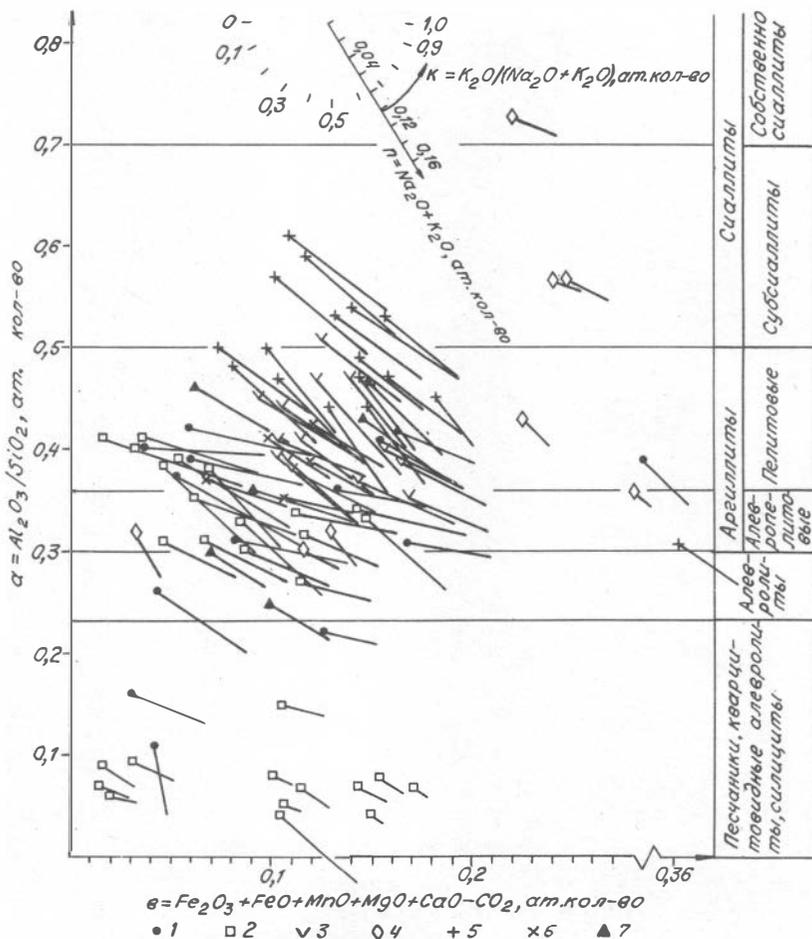


Рис.5. Петрохимическая диаграмма А.Н.Неелова (1980) для терригенных пород Моряних-Меркурихинского рудного поля:

- 1 - межрудная сланцевая пачка - Pt_2ss_2 ; 2 - оползневая карбонатно-сланцевая пачка - Pt_2ss_3 ; 3 - пачка параллельно-слоистых сланцев - Pt_2ss_4 ; 4 - доломитовые туффиты - $Pt_2ss_2-pt_1$; 5 - хлоритовидные сланцы - Pt_2pt_1 ; 6 - глинистые сланцы - Pt_2pt_2 ; 7 - углеродисто-глинистые сланцы - $Pt_2\gamma n$

це раздела значений этого параметра, характеризующих кислые и нейтральные условия выветривания в областях сноса.

Третья пачка (оползневая карбонатно-сланцевая) сложена различными по химическому составу породами. Минеральный состав обломков, как уже отмечалось в предыдущем разделе, разнороден (см. рис.2). Отчетливо обособляются два типа обломков: анкеритового и кальцитового составов. Первый тип обломков более чем второй обогащен силикатной примесью. Кроме того, существует кремнистый тип обломков, в которых содержание CO_2 составляет меньше 12 %.

Состав карбонатных (карбонатсодержащих) разновидностей цемента (см. рис.1) отличается от состава обломков более высоким содержанием силикатной примеси, а также самым различным соотношением кальцита и анкерита. Вместе с тем, в пробах цемента отсутствуют также предшественники с чистым кальцитовым составом карбонатного компонента.

В силикатном типе цемента по значениям модуля "а" выделяется две разновидности: кремнистая и глинистая. Глинистый цемент характеризуется низкими значениями параметра "в" ($v = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} - \text{CO}_2$ ат.кол-во) и высокими параметра "к".

Породы рассматриваемой пачки по сравнению с другими карбонатными породами рудного поля наиболее обогащены свободным кремнеземом (см. рис.3). Причем для многих образцов цемента, реже обломков, характерно резкое преобладание расчетного кварца над глинистой составляющей.

На графике железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей для карбонатных пород (см. рис.4) половина проб пачки имеет значения выше граничного, а среди силикатных пород к таковым относятся 5 проб.

Карбонатные и карбонатсодержащие породы пачки ($\text{CO}_2 > 12\%$) имеют низкие значения параметра "а", характеризующего состав силикатной примеси. Эти значения соответствуют силицитам и алевролитам, и только у части проб глиноземистый модуль достигает значений, характерных для аргиллита.

Химический состав глинистой фракции пород свидетельствует о закономерном снижении зрелости глинистого вещества снизу вверх по разрезу и постепенном увеличении в этом же направлении параметра $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$ от значений, соответствующих кислым условиям, до значений, соответствующих щелочным условиям.

Породы четвертой пачки (параллельно-слоистых сланцев) при всем своем внешнем сходстве с цементом оползневых брекчий подстилающей пачки существенно отличаются от них на диаграмме "ав" (см. рис.5). Названные группы пород образуют на диаграмме две неперекрывающиеся области. Отличие сланцев четвертой пачки заключается в более высокой общей меланократовости ("в"), глиноземистости ("а") и несколько меньшей калиевости ("к") пород.

Значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей значительно ниже граничных, что свидетельствует об отсутствии экзгальционного материала в отложениях пачки.

Состав глинистой фракции указывает на одну достаточно четко проявленную тенденцию: зрелость глинистого вещества уменьшается от подошвы пачки к кровле. Величины алюмотитанового модуля, резко изменчивые у основания пачки, стабилизируются в средней и верхней её части на уровне значений, характерных для нейтральных условий выветривания.

В отдельных пробах сланцев обнаружены повышенные (относительно фоновых) содержания одновременно MnO и P_2O_5 . Часть этих проб приурочена к интервалам, насыщенным прослоями доломитовых туффиитов, другая часть относится к породам, обогащенным карбонатными минералами. Максимальное содержание MnO в этих пробах составляет 1,73 %, P_2O_5 - 1,26 %.

Своеобразие химизма доломитовых туффиитов отражено на диаграммах (см. рис.3,4,5), где точки их состава образуют обычно обособленные области. К главным особенностям химизма этой группы пород относятся: 1 - повышенная глиноземистость, 2 - повышенная общая меланократовость, 3 - высокая железиость карбонатных компонентов породы, 4 - устойчиво высокие содержания TiO_2 , MnO , P_2O_5 (средние содержания, рассчитанные для 12 проб, соответственно равны 2,71; 0,42; 0,44 %).

Глубоко зашедшие процессы вторичного изменения туффиитов (карбонатизация и частичное окремнение), специфический состав карбонатов не позволяют реставрировать исходный состав вулканогенной примеси по данным силикатного анализа.

Потоскуйская свита. Хлоритовидные сланцы нижней подсвиты характеризуются высокой общей зрелостью (см. рис.5), умеренной щелочностью. Они относятся к высококалиевому семейству пород. Все образцы, за исключением одного, характеризуются низкими значени-

ями железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей. Химический состав глинистой фракции пород свидетельствует о низкой зрелости глинистого вещества и о постепенном изменении снизу вверх по разрезу подсветы условий выветривания от нейтральных к кислым.

Верхняя подсвета имеет резко отличный от сосновской свиты состав карбонатных пород (см. рис.1). Преобладающая их часть относится по данным химического состава к слабоглинистым известнякам, и лишь только прослой из верхней части пачки-к известковистым железистым доломитам. Содержание расчетного глинистого вещества в карбонатных породах не превышает 10-15 % (см. рис.3), а содержание свободного кремнезема 4-5 %. По соотношению щелочей и глиноземистому модулю карбонатные породы подсветы относятся к различным семействам и группам.

Железо-марганец-титановый и железо-марганец-алюминиевый модули для большей части карбонатных образцов подсветы остаются ниже граничных значений (см. рис.4), для образцов доломитов из верхней части подсветы они имеют очень высокие значения и сопоставимы со значениями в сосновских анкеритах.

Петрохимический состав пород из сланцевых прослоев подсветы близок сланцам четвертой пачки сосновской свиты. Железо-марганец-титановый и железо-марганец-алюминиевый модули для описываемых сланцев значительно ниже граничных значений. Химический состав глинистой фракции, выделенной из пород подсветы, указывает на низкую - среднюю степень зрелости глинистого вещества и на кислые условия выветривания на водосборной суше.

Глинистые сланцы шунтарской свиты характеризуются разнородностью химического состава (см. рис.5). Значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей - низкие.

Глинистое вещество, выделенное из пород свиты, характеризуется возрастающей снизу вверх по разрезу степенью зрелости и изменчивым поведением параметра $Al_2O_3:TiO_2$.

Характеристика микроэлементного состава осадочных пород

В расчете коэффициентов концентрации (см. таблицу) использовались средние содержания элементов, установленные К.Турекья-

Свита	Пачка	Порода	Распространенность в коэффициентах концентрации (по К. Турекьячу и К. Велеполю)					Геохимические ассоциации и подвижность (→)
			5	5-2	2-0,9	0,9-0,5	менее 0,5	
Шунтарская Верхнепото- тоскуйская Нижнепото- тоскуйская Потоскуй- ская, сос- новская	Не выделяется	Углеродис- тые сланцы	<u>V[#]</u>		<u>B, Zr, Ti, Zn, Ga, Cr</u> <u>Th, Co, Pb, Ba, U</u>	<u>Ni, Cu, Mn</u>	<u>Sr</u>	<u>Ti--Ga-Th--Zr-Cr-U-Ba-Pb</u> <u>V-Zn--Mn</u>
		Сланцы			<u>B, Ti, Zr, Ga, Cu, Co,</u> <u>V, Cr, Zn</u>	<u>Sr, Pb, Mn, Ni,</u> <u>Ba</u>		<u>B-Ti-V-Ga-(Cr) Pb(Zn)--</u> <u>Co-Mn--Sr</u>
		Известняки	<u>Co</u>	<u>Cu, Pb</u>	<u>Zn, Zr, Ti, Mn, Cr, Ga</u> <u>Sr</u>	<u>B, V, Th, U</u>	<u>Ni</u>	
		Хлоритовид- ные сланцы			<u>B, Ti, Th, Ga, Zr,</u> <u>Mn, V, Pb, Zn, Cr</u>	<u>Ba, U, Co</u>	<u>Ni, Sr, Cu</u>	<u>Ti-B-Ga-Cr-Ba-Sr-V→Pb-</u> <u>Zn-Cu--U-Mn</u>
		Доломитовые туффиты	<u>Ni, Mn, Cr,</u> <u>Ti, Co</u>		<u>Cu, Zr, V, Zn</u>	<u>Ga, Sr, Pb, Ba</u>	<u>Th, U, B</u>	<u>Ti-Ga-V-Co-Cr-(Zn)</u> <u>Zr-Ni→B-Pb-Mn</u>
Сосновская	4	Сланцы			<u>B, Ti, Mn, Ga, Zr, Th,</u> <u>Ba, Co, Ni, Cr, V</u>	<u>Zn, Pb, U</u>	<u>Cu, Sr</u>	<u>Ti-(Cr-Ni) B-Cu-Pb-V-</u> <u>Zn-Ba-Sr→Mn</u>
		Цемент с вкраплен- ностью сульфидов	<u>Pb, Zn</u>	<u>Mn</u>		<u>Cu</u>	<u>Th, Co, Ni, U,</u> <u>Cr, V</u>	
		"Цемент"		<u>Pb</u>	<u>B, Zr, Ti, Ba, Mn, Ga,</u> <u>Th</u>	<u>Zn, Co, V, Sr</u>	<u>Cu, Ni, U, Cr</u>	<u>Cu-Cr-(V-Ga) Pb-B→Ba-</u> <u>Co-Ni-Zn→Sr-Mn</u>
		"Обломки"	<u>Co, Pb, Zn</u>	<u>Cu, Zr,</u> <u>Mn, Th</u>	<u>Ga, Ti, Cr, B, V, Ni</u>		<u>U</u>	<u>Pb-Zn, Co-Ni, Cr-V</u>
		Сланцы	<u>Pb</u>	<u>Cu, Co</u>	<u>Mn, Zr, B, Ti, Zn</u> <u>Ni, Ga, Th</u>	<u>V, U, Cr, Ba</u>	<u>Sr</u>	<u>Zr→Ti-Ba-B-Ga-Cr-V-Zn-</u> <u>Co-Ni-Cu→Pb→Mn-Sr</u>
I	I	Железистые доломиты	<u>Co, Cu, Zn,</u> <u>Mn</u>	<u>Zr</u>	<u>Pb, B, Cr, Th</u>	<u>V, Ga, Ni, U, Ti</u>		<u>Zr-B-Ti-Cu-Co-Cr-Ni-V-</u> <u>Pb→Zn→Sr</u>
		Сланцы, гравелиты, песчаники	<u>P, U</u>	<u>Mn, Pb</u>	<u>Th</u>		<u>Zn, Cu, Zr, Co,</u> <u>Ni, V, Cr, B, Ti</u>	

ном и К.Ведеполем для глин и карбонатных пород. Определенный интерес в генетическом отношении наряду с оценкой распространенности элементов имеет анализ коэффициентов вариации содержаний элементов. Высокие значения коэффициентов вариации, как известно, могут быть вызваны как фациальной изменчивостью, так и наложенными процессами. Вблизи зон концентрации низкокларковых элементов вполне естественно ожидать повышения коэффициентов вариации содержаний элементов (Геохимические методы ..., 1981).

Геохимические ассоциации и подвижность элементов (см. таблицу) выявлялись на основе анализа корреляционных связей элементов. В одну ассоциацию объединялись элементы с положительными значениями коэффициентов корреляции выше критических (при 5% ном уровне значимости). Между выделенными таким образом несколькими ассоциациями элементов в одном типе пород нередко устанавливаются отрицательные связи. Ряды подвижности отстраивались по отношению элементов к титану как эталону инертности в гипергенезе и стронцию как максимально подвижному элементу в континентальных и морских отложениях (Бурков, 1973). Подвижность элементов (см. таблицу) увеличивается в ряду подвижности слева направо. Стрелкой разделяются ассоциации элементов с различной в целом для ряда подвижностью. В пределах одной ассоциации подвижность элементов достаточно близкая.

В породах первой пачки сосновской свиты в состоянии концентрации находятся халькофильные элементы Zn и Cu, фемафилы Co и Mn, а также Zr. Прослой терригенных пород в основании и средней части пачки резко обогащены фельсифилами, фосфором и связанным с ним ураном. Содержания тория остаются на уровне кларковых для терригенных пород. Так, в пяти пробах гравелитов, включающих обломки фосфатных пород, установлены содержания U от 21,8 до 49,8 г/т (среднее 45,14 г/т) и Th от 16,4 до 26,5 г/т (среднее 20,22 г/т). На уровне кларка для карбонатных пород в железистых доломитах содержатся V, Cr, Th, в состоянии рассеяния находятся V, Ni, Ti, U, Ga. Максимальной подвижностью обладают Sr и Zn, все другие элементы, в том числе и Pb, образуют "нерасчлененную" ассоциацию менее подвижных элементов. Для большей части элементов, за исключением Mn, Cu, Zr и Ni, характерны высокие коэффициенты вариации содержаний. Для Zn характерно сочетание состояния концентрации, высокой изменчивости содержаний и высо-

кой по сравнению с другими элементами подвижности, для Pb — меньшей подвижности, кларкового содержания и высоких вариаций содержаний. Цинк, по-видимому, является более подвижным, чем Pb.

Сланцы второй пачки сосновской свиты характеризуются высокими концентрациями Pb, в меньшей степени Cu и Co. На уровне кларков содержатся Mn, Zr, B, Ti, Zn, Ni, Ga, в состоянии рассеяния V, U, Cr, Ba, Sr. По степени подвижности выделяется несколько ассоциаций и отдельных элементов (см. таблицу). Для Pb характерно сочетание высокой степени концентрации, высокой вариации содержаний и, по-видимому, более высокой подвижности по сравнению с основной массой элементов. Для Zn характерно кларковое содержание, высокая вариабельность и сравнительно малая подвижность. Стронций и барий обладают различной подвижностью (см. таблицу), что характерно для морских отложений.

Породы третьей пачки отличаются как составом слагающих их компонентов (обломки, цемент), так и содержанием микроэлементов. Обломки характеризуются концентрацией Pb, Zn, Co, Cu, Zr, Mn, Th, кларковым содержанием (относительно карбонатных пород) Ga, Ti, Cr, B, V, Ni и очень низким содержанием U. Для Pb и Zn характерны наряду с повышенными концентрациями высокие вариации их содержаний. Значимые корреляционные связи устанавливаются лишь для отдельных пар элементов.

Цементирующая масса характеризуется концентрацией только Pb, кларковыми содержаниями (относительно "глин") B, Zr, Ti, Ba, Mn, Ga, Th и нижекларковыми: Zn, Co, V, Cr, Cu, Ni, U, Sr. Для большинства элементов отмечаются сравнительно устойчивые содержания. По степени подвижности выделяется три ассоциации элементов, причем Pb и Zn находятся в разных ассоциациях. Для Pb характерно сочетание повышенных содержаний, высокой вариации и, по-видимому, невысокой подвижности. Для Zn отмечаются нижекларковые и сравнительно устойчивые содержания. Барий и стронций характеризуются различной подвижностью. Максимальной подвижностью обладает Mn, с которым положительно коррелируется Sr. Для цемента с вкрапленностью сульфидов характерны, как и следовало ожидать, очень высокие содержания и вариации Pb и Zn, а также вышекларковые Mn. Своеобразной особенностью этого типа пород является нижекларковое содержание всех других элементов.

Сланцы четвертой пачки сосновской свиты характеризуются

своеобразием микроэлементного состава и поведения элементов. Среди других преобладают элементы с кларковым содержанием (В, Ti, Mn, Ga, Zr, Th, Ba, Co, Ni, Cr, V). Для Zn, Pb, U, Cu и Sr содержания ниже кларка для "глин". Цинк и свинец имеют довольно низкие коэффициенты вариаций. Обращают на себя внимание высокие вариации содержаний фемафильных элементов (Mn, Co, Ni, Cr, Cu) и положительные коэффициенты корреляции между Sr и Ba. Вместе с тем, вхождение Sr и Ba в одну ассоциацию с малоподвижным Ti не позволяет расценивать это как веское доказательство континентального происхождения сланцев (Бурков, 1973).

Туффиты, прослой которых характерны для сосновской и нижней части потоскуйской свиты, характеризуются вышекларковым и кларковым содержанием фемафильных элементов и нижекларковым фельсифильных элементов (см. таблицу). По степени подвижности выделяются две ассоциации, в одной (менее подвижные элементы) преобладают фемафильные элементы, в другой – фельсифильные.

Хлоритоидные сланцы нижнепотоскуйской подсвиты по микроэлементному составу несколько отличаются от сланцев четвертой пачки сосновской свиты. Здесь среди элементов с кларковым уровнем концентрации увеличивается доля фельсифильных элементов (см. таблицу). В эту группу элементов попадают Pb и Zn, причем для Pb характерны высокие вариации содержаний. Халькофильные элементы образуют самостоятельную ассоциацию, не связанную ни с наименее подвижными Ti, В, Ga, Cr и др., ни с наиболее подвижными U и Mn.

В отличие от четвертой пачки сосновской свиты для хлоритоидных сланцев кроме более высоких содержаний Pb и Zn характерны также высокие вариации Pb. Барий и стронций характеризуются положительной корреляцией и входят в ассоциацию слабоподвижных элементов.

Известняки верхнепотоскуйской подсвиты обладают вышекларковыми содержаниями Co, Cu, Pb, кларковыми (относительно карбонатных пород) – Zn, Zr, Ti, Mn, Cr, Ga, Sr. Для большинства элементов характерны высокие вариации содержаний.

Хлоритоидные сланцы верхнепотоскуйской подсвиты характеризуются кларковыми содержаниями (относительно глин) В, Ti, Zr, Ga, Cu, Co, V, Cr, Zn, в рассеянном состоянии находятся Sr, Pb, Mn, Ni, Ba. По степени подвижности выделяется три ассоциации (см. таблицу). Свинец и цинк входят в состав малоподвижных, Co и Mn

образуют отдельную ассоциацию, максимально подвижен Sr, образующий отрицательные связи с Cr, Zr, Ba, Pb.

Углеродистые сланцы шунтарской свиты характеризуются повышенным содержанием V, что, по-видимому, обусловлено максимально высоким содержанием $C_{орг}$ для всего разреза, хотя содержания других биофильных элементов Zn, Ba, U находятся на уровне кларка для глин, а Ni и Cu ниже кларка. Для V и U характерны высокие вариации содержаний. По степени подвижности устанавливается несколько ассоциаций, причем Pb и Zn попадают в одну общую ассоциацию, характеризующуюся преобладанием биофильных элементов. Характерной особенностью является отсутствие связей у Ti и Sr с остальными элементами.

В глинистом веществе, выделенном из отложений сосновской, потоскуйской и шунтарской свит, в состоянии концентрации находится только бор. В четвертой пачке сосновской свиты такой же уровень концентрации характерен и для циркония. Свинец в сосновской свите в составе глинистой фракции содержится на уровне кларка только лишь во второй пачке, в других пачках он присутствует в состоянии рассеяния. В потоскуйской и шунтарской свитах Pb в глинистом веществе находится на уровне кларковой концентрации. Для Zn характерно состояние рассеяния в глинистом веществе из отложений сосновской, потоскуйской и шунтарской свит, причем в первой, третьей и четвертой пачках сосновской свиты отмечаются низкие его содержания (менее 0,5 кларка в глинах). В целом для всей сосновской свиты в глинистом веществе на уровне кларка находятся Zr, Ga, Ti, V, Cr, Ba, в состоянии рассеяния — Pb, Cu, Co, Mn, Zn, Ni, Sr, в потоскуйской и шунтарской свитах на уровне кларка — Zr, Ti, V, Pb, Ba, в состоянии рассеяния — Cr, Sr, Cu, Zn, Co, Ni, Mn. Для сосновской свиты в глинистом веществе характерны высокие вариации содержаний фемафильных элементов (Cr, Mn, Ni и др.), для потоскуйской и шунтарской — халькофильных (Pb, Cu, Zn), а также Mn.

Фациальный анализ

Для решения вопросов фациального характера в составе исследуемых отложений выделялись и по возможности картировались лито-

логические и генетические типы отложений. Первоначальной процедурой выделения генетических типов отложений является установление литологических типов пород и слоев или литотипов. Под литотипом, согласно В.Т.Фролову (1984), понималась порода или слой (или слоевая ассоциация) с характерным набором литогенетических признаков, свидетельствующих о сходных способе и условиях образования. Для успешной расшифровки генезиса литотипа и последующего перевода его в ранг генетического типа отложений выделялись по возможности более однородные образования. Под генетическим типом отложений вслед за Г.Ф.Крашенинниковым (1971) подразумевались отложения, образовавшиеся в определенной физико-географической обстановке и преимущественно под воздействием одного ведущего геологического агента.

В составе тисской свиты в пределах Морянско-Меркурихинского рудного поля выделяется один литотип, представленный тонким линзовидным переслаиванием глинистых сланцев и алевролитов, описание которого приводится в литологическом разделе. Для формирования подобной линзовидной слоистости, согласно Г.Э.Рейнеку и И.Б.Сингху (1981), требуются такие условия, когда периоды активности волн или течений, отлагающих песок и алевролит, сменяются более спокойной обстановкой, в которой накапливался глинистый ил. Обстановки осадконакопления подобных отложений, по мнению вышеупомянутых авторов, это сублиторальная и приливно-отливная зоны. Учитывая тот факт, что в восточном и северо-восточном направлениях (р.Горбиллох, р.Ангара ниже д.Каменки) на этом стратиграфическом уровне в составе погорюйской свиты в значительно больших масштабах развиты более крупнозернистые песчаники с явными признаками мелководья (Рифейские отложения ..., 1973), следует сделать вывод, что район рек Меркурихи и Морянски принадлежал сублиторальной (неритовой) зоне с небольшими глубинами (не глубже базиса волнения).

Начало сосновского времени ознаменовалось проявлением локальных тектонических поднятий, нашедших отражение в появлении маломощного базального горизонта кварцевых гравелитов с доломитовым цементом и внутриформационных доломитовых брекчий. По-видимому, эти движения были синхронны появлению на северо-западе в районе нижнего течения р.Бол.Пит вулканических центров и цепи островов. Геоморфологическая перестройка шельфа в сосновское

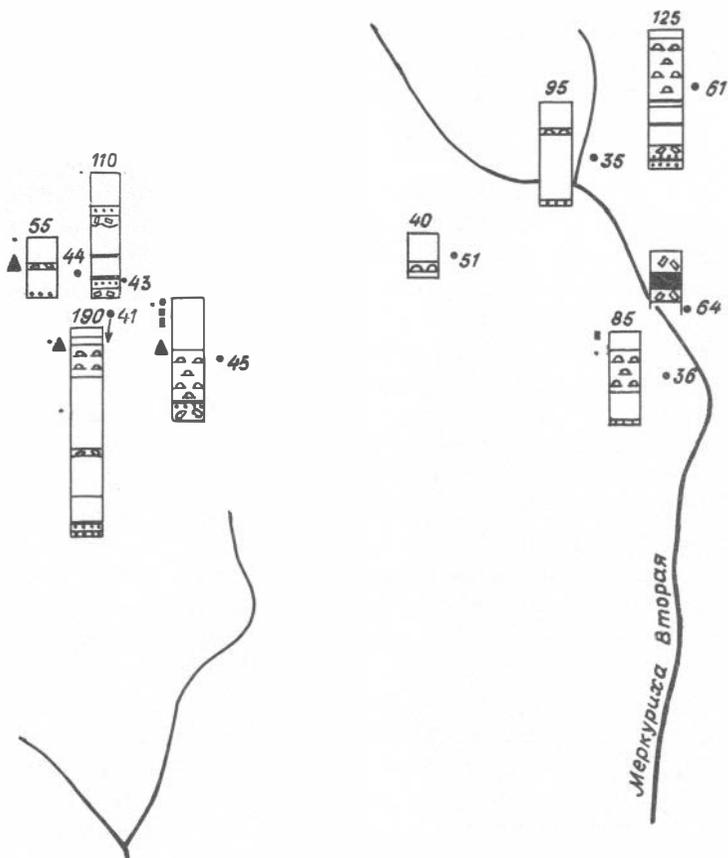
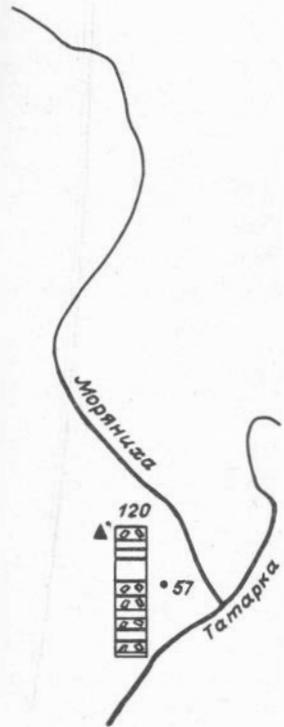
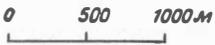


Рис.6. Литолого-фациальные разрезы доломитовой пачки сосновской свиты в пределах Морянико-Меркурижинского рудного поля.

Генетические типы отложений: I - хемогенный тиховодный тип неяснослоистых, неслоистых железистых доломитов; 2 - биогермно-биостромовый тип водорослевых железистых доломитов; 3 - механогенный (волновой, течениявый) тип доломитовых интракластиков. Породы: 4 - доломиты с оползневыми текстурами; 5 - глинистые известняки, глинистые сланцы углеродсодержащие; 6 - гравелиты, песчаники; 7 - месторасположение и номер скважины; 8 - истинная мощность пачки (м); 9 - интервалы свинцово-цинкового оруденения; 10, II - уровни минерализации (10 - сфалерит-галенитовой, II - халькопиритовой)

- 1  2 
- 3  4 
- 5  6 
- 7  8 
- 9  10 
- 11 



время привела к смене режима питания бассейна в целом. Появление локальных поднятий, барьеров изменило систему течений, что сказалось на общем уменьшении поступления терригенного материала с континентальной суши и резком увеличении карбонатакопления.

В целом для отложений основской свиты Морянихо-Меркурихинского рудного поля характерно разнообразие генетических типов, подтипов и соответствующих им фаций и микрофаций. В составе отложений первой пачки, согласно классификации В.Т.Фролова (1984), выделяются следующие генетические типы: 1 – биогермно-биостромовый тип водорослевых железистых доломитов, 2 – хемогенный тихоходный тип железистых доломитов и анкеритов, 3 – механогенный (волновой, течениевый) тип доломитовых интракластитов.

Латеральную и вертикальную распространенность выделенных генетических типов можно оценить с помощью схемы на рис.6. В вертикальном разрезе отложений пачки наблюдается тенденция смены снизу вверх интракластитов (внутриформационных брекчий) тихоходными хемогенными и водорослевыми железистыми доломитами. Исходя из имеющихся данных (см. рис.6), можно констатировать, что обломочные доломиты развиты повсеместно. Вместе с тем, намечается неясно выраженная тенденция дифференцированного пространственного распределения различных по составу обломков. Так, обломки кварца, фосфоритов, кварцевые песчаники довольно часто встречаются западнее р.Меркуриха Вторая и не только в основании пачки. В то же время количество интракластовых доломитов, по-видимому, не подчиняется этой закономерности. Отмечаемые в западной части рудного поля (скв.4Г, 4З) редкие алевритоглинистые прослои имеют отчетливую градационную слоистость, менее отчетливо она наблюдается в доломитах скв.5, здесь же известны единичные наблюдения подводно-оползневых текстур.

Латеральное распределение строматолитов свидетельствует о пятнистом, невыдержанном развитии их на изученной площади. Они создавали в мелководном бассейне незначительные по мощности биостромы, образуя фациальные переходы с хемогенными неяснослоистыми железистыми доломитами. Последние образуют часто значительные по мощности линзы. Для них характерно довольно изменчивое от разреза к разрезу содержание углеродистого вещества.

Анализ вышеприведенного материала позволяет сделать следующие выводы.

1. В отличие от подстилающих однородных в фациальном отношении пород тисской свиты отложения доломитовой пачки фациально изменчивы, хотя общая обстановка сравниваемых стратиграфических единиц в целом соответствовала сублиторальной шельфовой зоне.

2. Одновременное сосуществование хемогенно-биогенных, интракластовых, псаммито-псефитовых отложений и единичных проявлений турбидитов и оползней свидетельствует о довольно расчлененном подводном рельефе в пределах зоны шельфа. Наряду с другими существовали тиховодные обстановки, где накапливались хемогенные карбонатные осадки, нередко с тенденцией к застою. Поступление кластогенного кварца и обломков фосфоритов, по-видимому, связано с размывом тисской свиты в областях локальных поднятий в пределах шельфа. Область размыва фосфоритоносных отложений находилась к западу от скв. 41 и 43.

При интерпретации химизма пород первой пачки обращает на себя внимание высокая железистость доломитов (см. рис. 2), преобладание кварца в составе силикатной примеси, высокие значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей Страхова и Лисицына. Все это свидетельствует о значительной роли окислительной составляющей при формировании отложений первой пачки. Признаки появления окислительного материала в осадках совпадают во времени с началом тектонической активности и вулканической деятельности, широко проявленной в разрезах низовья р. Бол. Пит. Хотя в разрезе пачки не отмечается прямых свидетельств присутствия вулканической (пепловой) примеси, косвенное влияние вулканизма нашло отражение в самой низкой для всего разреза зрелости глинистого вещества. Как уже отмечалось ранее, вулканогенная примесь резко снижает зрелость глинистых пород. Бор-галлиевое отношение в глинистой фракции очень изменчиво в пределах значений, характерных для прибрежно-морских и морских отложений. Торий-урановое отношение - низкое, что, по-видимому, объясняется бедностью мелководных доломитов терригенным силикатным материалом при достаточно высоком содержании углеродистого вещества. Ванадий-хромовое отношение - высокое, что указывает на возможность существования участков дна с застойными бескислородными обстановками.

Приуроченность интервалов оруденения к породам биогенно-хемогенного генетического типа находит свое объяснение. Весьма ин-

интересной для целей прогнозирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений является пространственная связь их с рифогенными карбонатными постройками. А.Д.Щеглов и др. (1983) рассматривают рифо- и рудообразование как парагенетически связанные явления, обусловленные развитием тектонических нарушений с поступлением по ним рудоносных растворов и глубинного тепла. Водорослевые биогермы и биостромы фиксируют в таких обстановках выходы рудоносных гидротерм в пределах шельфа. В этом отношении характерным является развитие строматолитовых построек в пределах распространения сосновской свиты в целом. Так, среди районов развития биогермно-биостромовых образований свиты можно указать Морянихо-Меркурихинское рудное поле, карбонатные отложения сосновской свиты Каменской группы свинцово-цинковых рудопроявлений и нижнее течение р.Бол. Пит (у острова Пема). В последнем районе они ассоциируют с туфами. На Морянихо-Меркурихинском рудном поле наиболее ярко связь оруденения и биогенного карбоната накопления выражена в разрезе скв.55.

В составе отложений второй пачки выделяется три главных генетических типа: турбидиты, оползневые отложения и глинистые отложения из низкоплотностных турбидных потоков и нефелоидных слоев (Хэллем, 1983; Лидер, 1986). Распределение этих генетических типов по латерали и в вертикальном разрезе имеет не совсем отчетливо выраженную закономерность. Так, оползневые фации более распространены в северо-восточной части рудного поля. В вертикальном разрезе намечается смена (снизу вверх) "нормальных" турбидитов "неслоистыми" глинистыми отложениями. Характерной особенностью отложений пачки в целом является изменчивая её мощность и резкая смена генетических типов по латерали. Наиболее полно соответствует этой обстановке обобщенная модель турбидного конуса выноса. Резкие изменения мощностей вызваны как заполнением неровностей рельефа дна, так и аккумулятивными положительными формами рельефа, характерными для этих образований. Резкая смена по латерали градационно-слоистых алевритоглинистых отложений глинистыми обусловлена различной удаленностью от области основной разгрузки периодически сходящих турбидных потоков, миграцией подводящих каналов в пределах конуса выноса. Скорость осадконакопления второй пачки была, вероятно, очень высокой, что приводило к оползанию осадков в аккумулятивном конусе выноса и на

прилегающем к нему склоне. Подобное линзовидное строение разреза и очень высокие скорости осадконакопления характерны для турбидитных конусов выноса в юго-западной глубоководной части Черного моря. Скорость турбидитного терригенного осадконакопления здесь превышает скорость осадконакопления в соседних одинаковых по глубине фациальных областях с "нормальными" карбонатными кокколитовыми илами более чем в 15 раз (Сараев и др., 1986). О высоких скоростях турбидитонакопления на Морянихо-Меркурихинском рудном поле свидетельствует и тот факт, что турбидиты второй пачки практически полностью подавляли "нормальный" режим карбонатонакопления, унаследованный от начала сосновского времени. О прерывисто-сквозном проявлении этого процесса свидетельствуют редкие прослой глинистых железистых доломитов. Вместе с тем характер осадков второй пачки не позволяет рассматривать их как типичные флишевые образования. Областью их накопления, по-видимому, была быстроразвивающаяся достаточно крупная депрессия в пределах мелководного шельфа, существовавшего в начале сосновского времени. Анализ распределения генетических типов отложений пачки (рис.7) позволяет предполагать, что источник терригенного материала находился на северо-востоке. В этом направлении происходило воздымание прилегающего палеосклона депрессии. К концу времени формирования пачки относится ослабление общего потока терригенного материала.

Вариации значений параметров зрелости пород турбидитовой пачки, скорее всего, зависят от примеси пеплового материала синхронного вулканизма. Судя по четырем пробам, имеющим высокие значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей, поступление эксталятивного материала продолжалось и во время формирования этой "межрудной" пачки и так же, как карбонатная седиментация подавлялось высокоскоростным процессом турбидитообразования. Свинцово-цинковая минерализация на этом стратиграфическом уровне известна в скв.56. Бор-галлиевое отношение в глинистом веществе свидетельствует о том, что основная часть материала турбидных потоков мобилизовалась, в прибрежно-морской обстановке. Этому не противоречат значения торий-уранового отношения. Значения ванадий-хромового отношения не исключают существования условий, близких к застойным, что еще раз косвенно указывает на нефлишевый облик второй пачки.

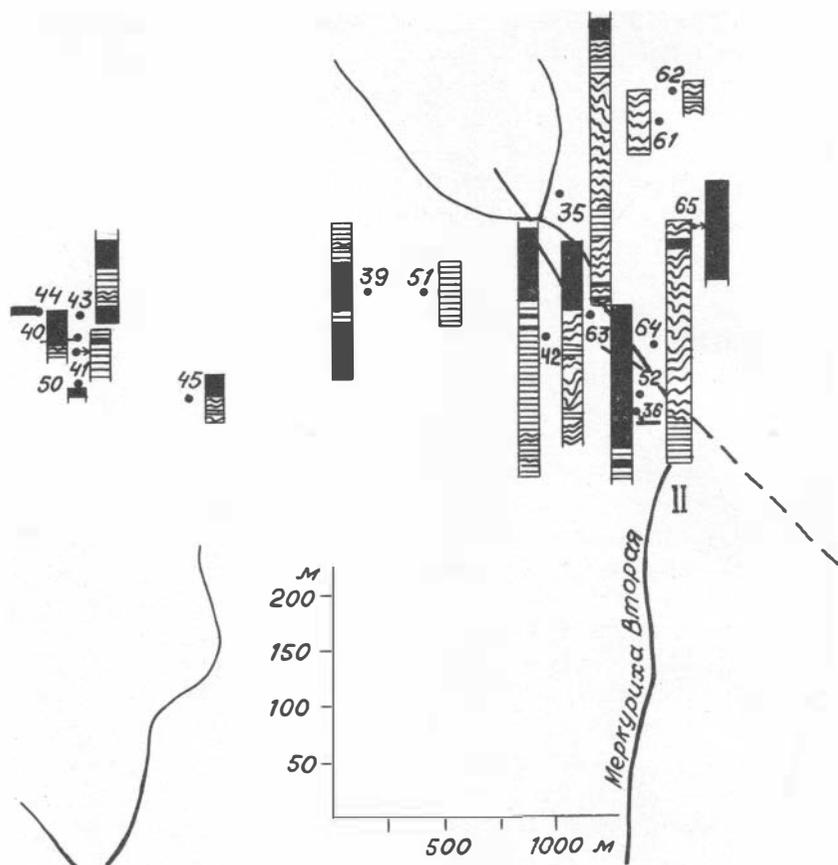
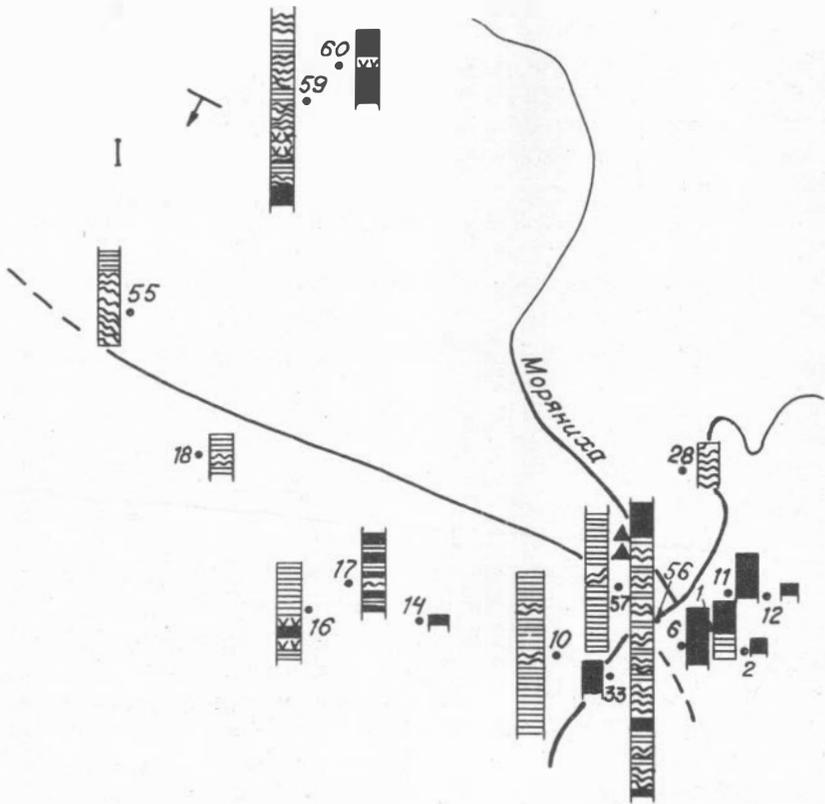
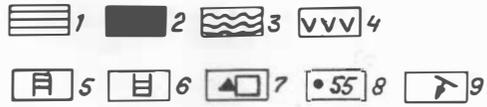


Рис.7. Литолого-фаціальная схема отложений межрудной сланцевой ("турбидитовой") пачки сосновской свиты в пределах Меркурихо-Морянжинского рудного поля.

Генетические типы и литотипы отложений: I - турбидиты алевроитоглинистые; 2 - литотип глинистых сланцев неяснослоистых, неслоистых (отложения из низкоплотностных нефеловидных слоев); 3 - оползневые отложения алевроитоглинистых сланцев с градационной слоистостью; 4 - прослой доломитовых туффилов; 5 - пачка не пересечена полностью (отсутствует нижняя часть), 6 - пачка не пересечена полностью (отсутствует верхняя часть), 7 - уровни свинцово-цинковой минерализации; 8 - месторасположение и номер сква-



жины; 9 - общее поле по поверхности палеосклона. I - область развития оползневых фаций, II - область практического отсутствия оползневых текстур

В третьей пачке сосновской свиты выделяется три генетических типа отложений: оползневые брекчии, хемогенные известняки и доломитовые туффиты. Масштабы распространенности их совершенно различные. Преобладающее развитие имеют оползневые брекчии. В этом типе выделяется несколько подтипов: "крупнообломочные" брекчии (размер обломков 7-10 см) и доломитовый олистостром, "мелкообломочные" брекчии. В латеральном распределении этих генетических разновидностей существует определенная закономерность (рис.8). "Крупнообломочные" оползневые брекчии и олистостром развиты в южной, юго-западной части рудного поля, граница между областью их распространения и "мелкообломочными" оползневыми брекчиями имеет сложные очертания. Если считать эту границу достоверной, то становится очевидным, что пастообразные оползневые потоки зарождались на юге, юго-западе и продвигались в северном, северо-восточном направлениях. Единичные слои железистых доломитов в основании пачки свидетельствуют о том, что между отложением турбидитовой пачки и формированием оползневой пачки существовал короткий период времени, когда продолжалось "нормальное" хемогенное карбонатообразование, подавляемое, как уже отмечалось ранее, во время быстрого накопления турбидитов.

В некоторых разрезах основание оползневой пачки сложено крупными оползневыми фрагментами слоев этих доломитов (доломитовый олистостром). Отсутствие водорослевых текстур в этих доломитах и в обломках (фрагментах слоев) вышележащих оползневых брекчий свидетельствует о первичном образовании их на глубинах ниже эвфотической зоны.

Так же как и для турбидитовой, для оползневой пачки характерно снижение химической зрелости глинистого вещества от подошвы до верхней трети отложений пачки, а затем быстрое повышение к кровле. Значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей свидетельствуют о периодическом поступлении эксгальционных растворов и участии их в формировании химического состава осадка. Бор-галлиевый коэффициент указывает на то, что оползанию подвергались прибрежно-морские отложения, торий-урановое отношение, характерное для отложений пачки, не противоречит этому заключению. Ванадий-хромовое отношение принимает самые низкие значения для всего разреза Морянчихо-Меркурихинского района. Этому минимуму соответствуют и минимальные содержания угле-

родистого вещества. Как уже отмечалось, оруденение этого уровня тяготеет к "крупнообломочным" брекчиям, что должно использоваться в качестве поискового признака. Так, наиболее перспективной площадью является область к югу от линии раздела "крупно-" и "мелкообломочных" оползневых брекчий (см. рис.8). При реконструкции палеогеоморфологической обстановки времени образования третьей пачки в первую очередь надо учитывать латеральное распределение генетических разновидностей оползневых образований. "Крупнообломочные" брекчи и крупные олистолиты доломитов указывают на обстановки склона депрессии или его непосредственного подножия. Таким образом, в отличие от пачки турбидитов оползневый пастообразный материал в описываемый период времени поступал из юго-западных областей. Известно, что литификация карбонатных осадков происходит значительно быстрее, чем терригенных отложений силикатного состава. Этим объясняется присутствие обломков карбонатных, кремнисто-карбонатных пород в однородной, существенно глинистой цементирующей массе. Приуроченность стратиформного свинцово-цинкового оруденения к более крупнообломочным фациям пастообразных потоков, по-видимому, объясняется как наибольшей близостью последних к зонам рудоподводящих разрывных нарушений, так и максимальной "емкостью" и проницаемостью этих образований для рудоносных растворов.

В объеме четвертой пачки сосновской свиты выделяется один генетический тип, соответствующий глинистым отложениям тихоходной западно-шельфовой обстановки. В целом, более зрелые в химическом отношении сланцы четвертой пачки по сравнению с цементирующей массой подстилающих отложений (см. рис.5) характеризуются отчетливо выраженной тенденцией уменьшения зрелости снизу вверх по разрезу пачки. Эксталятивный материал в составе пород пачки отсутствует. Значения бор-галлиевого отношения в глинистой фракции не отличаются от таковых в подстилающих пачках и соответствуют уровню значений их для прибрежно-морских фаций. Этим же уровням соответствуют значения торий-уранового отношения. Ванадий-хромовое отношение, так же как в подстилающей пачке, самое низкое во всем вскрытом в районе разрезе.

Времени образования отложений пачки отвечал, по-видимому, относительно спокойный тектонический режим. Начало потоскуйского времени ознаменовалось локально проявленными тектоническими дви-

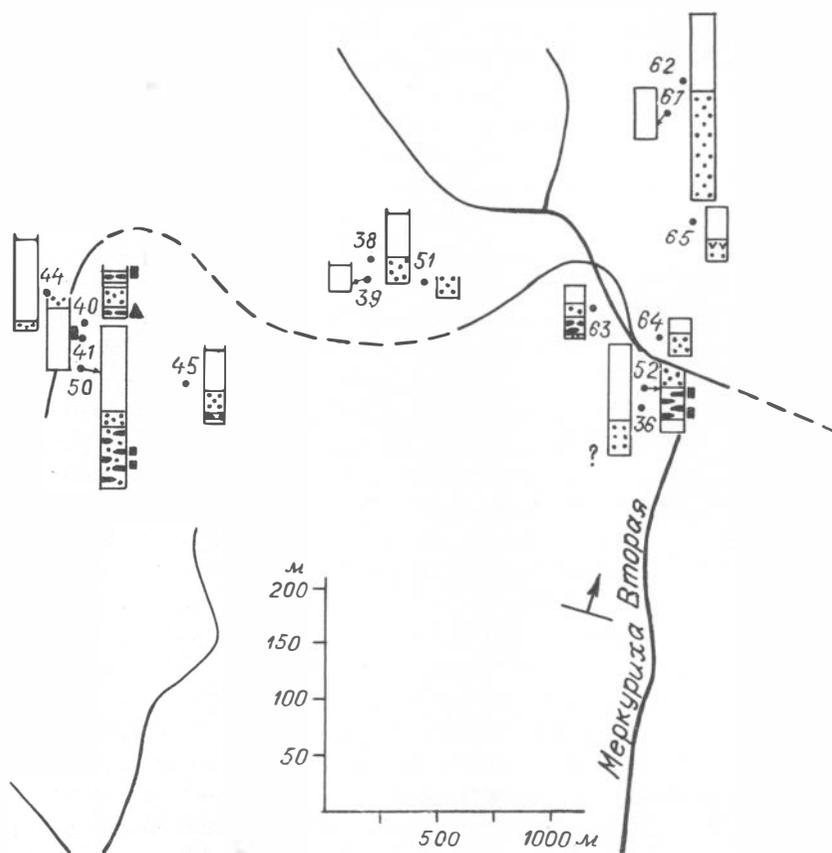
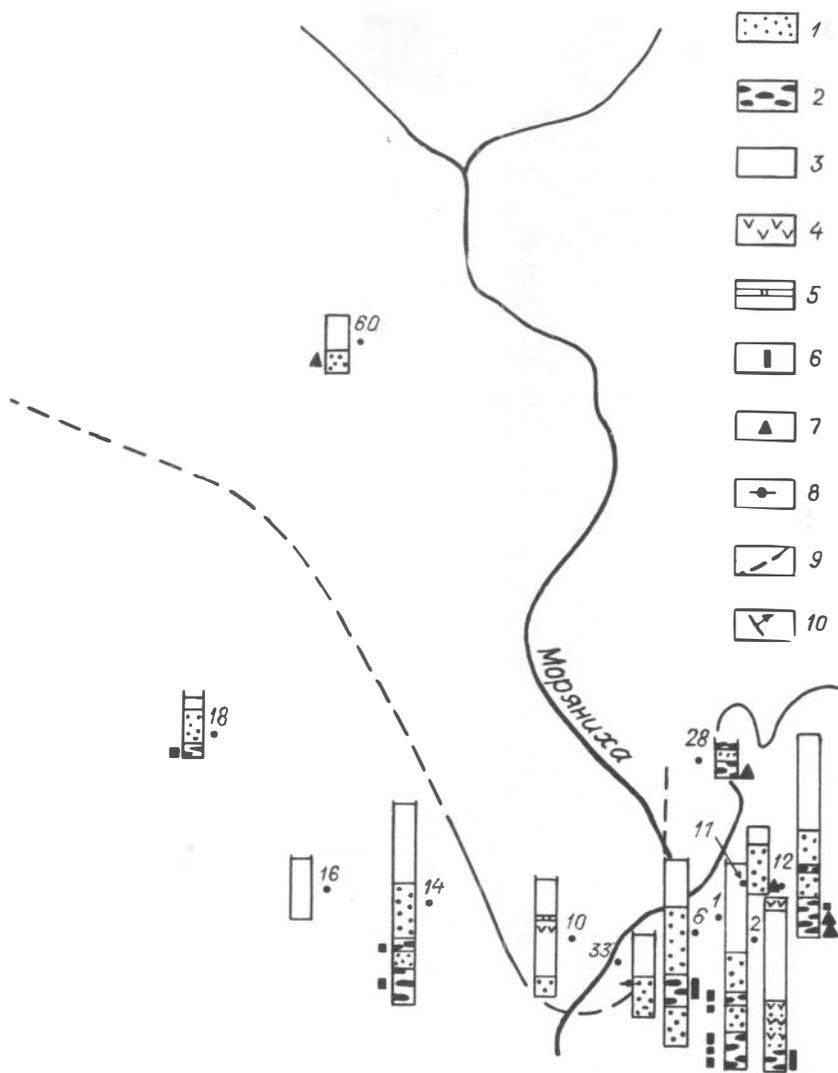


Рис.8. Литолого-фациальная схема оползневой карбонатно-сланцевой пачки ($Pt_2 ss_3$) и пачки параллельно-слоистых сланцев ($Pt_2 ss_4$) сосновской свиты в пределах Морянихо-Меркурихинского рудного поля.

Генетические типы отложений: 1,2 - оползневые брекчии и олистостромы (1 - "мелко-, среднеобломочные", 2 - "крупнообломочные" олистостромы); 3 - глинистые отложения тиховодной западино-шельфової обстановки - $Pt_2 ss_4$; 4 - прослои доломитовых туффи́тов; 5 - прослои доломитов; 6 - интервалы свинцово-цинкового оруденения; 7,8 - уровни минерализации (7 - сфалерит-галенитовой, 8 - халь-



копиритовой); 9 - граница раздела областей развития "мелкообломочных" и "крупнообломочных" брекчий; 10 - направление палеосклона

жениями, результатом которых является формирование невыдержанного горизонта внутриформационных конгломератобрекчий, гравелитов и сопутствующих им песчаников.

В нижнепотоскуйской подсвете выделяются два литотипа. Преобладают западинно-шельфовые (возможно, пелагические) тиховодные глинистые отложения, которые включают в своем разрезе редкие слои дистальных алевритоглинистых турбидитов. Образование этих отложений происходило, по-видимому, при начавшемся общем некомпенсированном прогибании шельфовой области, существовавшей в течение тисско-сосновского времени.

Высокая зрелость пород, оцениваемая с помощью алмокремниевго модуля, в целом противоречит низкой зрелости глинистого вещества, определенной по параметрам Al_2O_3/Na_2O и K_2O/Na_2O . Это противоречие обусловлено высокой глиноземистостью сланцев (Al_2O_3 до 27,3 %) при нехарактерном для такого уровня глиноземистости высоком содержании натрия (Na_2O до I %). Причина этого, по-видимому, заключается в том, что предшествующие и сопутствующие нижнепотоскуйским отложениям туфогенные образования обладают высокой глиноземистостью (см. рис.5). Обогащая синхронные, зрелые в химическом отношении осадки натрием, они вместе с тем, не снижают уровня их глиноземистости.

Влияние эксталятивных поступлений на химический состав осадков нижнепотоскуйской подсветы было, по-видимому, минимальным. Бор-галлиевое отношение в глинистой фракции имеет тенденцию увеличивать свои значения от подошвы подсветы к кровле (от значений, характерных для прибрежно-морских, до морских). Торий-урановое отношение - наиболее высокое для общего стратиграфического разреза и отражает, скорее всего, минералогическую зрелость терригенной составляющей осадка. Ванадий-хромовое отношение имеет близкие значения для всей потоскуйской свиты и мало отличается от значений в подстилающих третьей и четвертой пачках сосновской свиты.

В верхнепотоскуйской подсвете выделяется несколько литотипов. Известняки неяснослоистые, неслоистые интерпретируются как хемогенный тиховодный пелагический тип отложений. С ними ассоциирует литотип хлоритовидных сланцев, относимый к механогенным тиховодным пелагическим отложениям. Глинистые известняки тонкослойчатые с характерными текстурами взмучивания тонко-, мелко-

обломочные (алевроитовая, песчаная фракция), по-видимому, могут быть сопоставлены с карбонатными турбидитами. Наиболее достоверно выделяемый генетический тип — это широко распространенные оползневые известняки. И, наконец, литотип обломочных известняков (крупнопесчаная, гравелитовая фракция) может быть интерпретирован или как отложения, возникающие в результате размыва оползневых известняков глубоководными течениями типа контурных, или как интракластиты, сопровождающие карбонатные турбидиты.

Химическая зрелость глинистых сланцев верхнепотоскуйской подсветы значительно ниже, чем подстилающих (см. рис.5), хотя зрелость глинистого вещества находится на том же уровне. Для двух проб карбонатных пород характерны высокие значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей, сопоставимые по величине с таковыми в доломитовой пачке сосновской свиты, что свидетельствует об эпизодическом, но не затухающем влиянии эксгальационных поступлений на общий химический состав осадков. Бор-галлиевый коэффициент достигает максимальных значений для всего стратиграфического разреза и обладает также максимальной вариацией. Последнее обстоятельство, по-видимому, обусловлено как "нормальным" пелагическим, так и турбидным, инъективным, в понимании С.И.Романовского (1985), режимом осадконакопления, приводящем к мгновенной мобилизации и перезахоронению сравнительно мелководных осадков. Верхнепотоскуйская подсвета характеризуется минимальными для всего стратиграфического разреза значениями торий-уранового отношения.

Все вышеприведенные данные свидетельствуют о продолжающемся, начиная с нижнепотоскуйского, общем прогибании, не компенсированном осадконакоплением. В цунтарской свите выделяется один обобщенный генетический тип отложений — углеродистые пиритоносные сланцы застойных пелагических обстановок осадконакопления и ассоциирующие с ними углеродистые карбонатно-глинистые отложения. Единичные маломощные слои карбонатно-глинисто-алевроитовых турбидитов соответствуют элементам инъективного режима осадконакопления.

Проблема бассейнов с застойной бескислородной обстановкой осадконакопления в последнее время широко обсуждается в литературе с привлечением обширных материалов, полученных как на континенте, так и по результатам глубоководного бурения. Одной из

последних сводок по этой проблеме является работа Э.Хэллема (1983), в которой приводится несколько моделей "застойных бассейнов" с ограниченной циркуляцией и плотностной стратификацией вод. Среди этих моделей наиболее полно соответствует геологической и палеогеографической обстановке шунтарского морского палеобассейна тип глубоководного эвксинского бассейна с ограниченной циркуляцией, обусловленной существованием мелководного порога. Это доказывается как дошунтарской историей развития этого бассейна, так и существованием в его границах в послешунтарское время породного бассейна флишоидного типа.

Химическая зрелость шунтарских глинистых сланцев несколько выше, чем сланцев из прослоев в верхнепотоскуйской подските. Для глинистого вещества устанавливается повышение зрелости в разрезе свиты от подошвы к кровле. В шести проанализированных пробах значения железо-марганец-титанового и железо-марганец-алюминиевого модулей не превышают граничных пределов. Бор-галлиевое отношение для большинства проб соответствует значениям, характерным для морских фаций. Торий-урановый коэффициент в шунтарских сланцах имеет минимальную величину для всего стратиграфического разреза, если учитывать только глинистые породы. Однако в первую очередь это обстоятельство связано с максимально высокими для всего разреза содержаниями S_{org} в шунтарских сланцах. Высокие значения ванадий-хромового отношения в сочетании с сингенетичной пиритомностью и углеродистостью отложений, бесспорно, указывают на застойную бескислородную геохимическую обстановку осадко-накопления. В качестве принципиально общего аналога палеошунтарского бассейна можно предложить хорошо изученную западную часть Черного моря (Сараев и др., 1986). Здесь фация сапропелевых биогенных глубоководных илов (аналог шунтарских углеродистых сланцев), занимающая половину глубоководной впадины, к северо-западу в зоне пологого континентального склона постепенно переходит в глинистые осадки обширной шельфовой области. На юге характер фациальных переходов совершенно иной. Здесь сапропелевые илы при подходе к южной границе своего распространения вначале содержат единичные прослои турбидитов, а затем на площади обширного турбидитного конуса выноса образуют лишь тонкие прослои, мощность которых отражает временной интервал между двумя соседними (в разрезе) инъективными актами турбидитообразования. Мощность тур-

бидитных осадков более чем на порядок больше одновозрастных сапропелевых илов. Рассматривая обстановку осадконакопления в палеошунтарском бассейне в границах более широких, чем Морянихо-Меркурихинское и Рассохинское рудное поле, можно установить второй черноморский тип фациального перехода сапропелевых отложений в направлении от главного поля их развития в сторону континентальной суши. Эта аналогия подтверждается следующими фактами. В направлении от Морянихо-Меркурихинского и Рассохинского рудных полей в сторону континентальной палеосуши в ближайших разрезах шунтарской свиты (район приустьевой части р.Лендахи) наблюдается уменьшение содержания углеродистого вещества (Стратиформное ... оруденение ..., 1983), увеличение мощности шунтарских отложений, широкое распространение алевритоглинистых турбидитов (разрезы приустьевой части р.Лендахи). Необходимо также учитывать, что в этом же направлении хемогенная седиментация, в том числе и рудная, может сильно "разбавляться" высокоскоростным процессом турбидитообразования.

Литература

- БРАНЦЕР Н.Х., ЗАБИРОВ Ю.А., ПОНОМАРЕВ В.Г., ХОХЛОВ А.П. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах Енисейского кряжа (на примере Морянихинского рудопоявления) // Геология и геофизика. 1985. № 2. С.58-63.
- БУРКОВ Ю.К. Малые элементы глинистых пород // Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973. С.133-147.
- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ изучения кор выветривания: Метод. рекомендации / Составитель В.С.Певзнер. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 30 с.
- ГЛИНИСТЫЕ минералы как показатели условий литогенеза / Отв. ред. Е.П.Акульшина. Новосибирск: Наука, 1976. 191 с.
- ЗАБИРОВ Ю.А., КИРИЧЕНКО Н.И. Свинцово-цинковое оруденение карбонатных формаций Енисейского кряжа // Рудная специализация осадочных формаций Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С.80-85.
- КАРБОНАТЫ (минералогия и химия) / Ридер Р. Дж., Риббе П.Х., Голдсмит Дж.Р. и др. М.: Мир, 1987. 497 с.
- КРАШЕНИННИКОВ Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971.

- ЛИДЕР М. Седиментология. М.: Мир, 1986. 439 с.
- ЛИСИЦЫН А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- НЕЕЛОВ А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- ПОНОМАРЕВ В.Г., ЗАБИРОВ Ю.А. Поисковые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1988. 141 с.
- РЕЙНЕК Г.Э., СИНГХ И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
- РИФЕЙСКИЕ отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.
- РОМАНОВСКИЙ С.И. Динамические режимы осадконакопления. Л.: Недра, 1985. 263 с.
- САРАЕВ С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск, 1986. С.78-95.
- САРАЕВ С.В., ТАНЫГИН Г.И., ЛАПУХОВ А.С. Турбидиты в глубоководных осадках Черного моря // Докл. АН СССР. 1986. Т.287, № 4. С.931-934.
- СЕМХАТОВ М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- СТРАТИФОРМНОЕ колчеданно-полиметаллическое оруденение в черносланцевых толщах докембрия Енисейского кряжа /Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охалкин Н.А., Прохоров В.Г. Красноярск, 1983. 276 с. (Деп. в ВИНТИ № 4389-83).
- СТРАХОВ Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- ФРОЛОВ В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- ХЭЛЛЕМ Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
- ЩЕГЛОВ А.Д., КРАСНОВ Е.В., РАТКИН В.В. Рифы и рудообразование // Докл. АН СССР. 1983. Т.27, № 1. С.161-165.

А.М.Пустыльников, В.Н.Богданова, Л.Г.Вакуленко

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
КАРБОНАТОВ ОСКОБИНСКОЙ СВИТЫ

Оскобинская свита по своим литолого-геохимическим особенностям отчетливо выделяется в ряду отложений венда-нижнего кембрия галогенно-карбонатной формации Сибирской платформы. Карбонатная часть разреза отличается своеобразным вещественным составом и структурными особенностями.

Обоснование выделения, корреляции оскобинской свиты на юге Сибирской платформы и её вендского возраста приведены Н.В. Мельниковым (1982). Ранее отложения свиты включались в состав среднеомской, преимущественно сульфатно-карбонатно-терригенной под-свиты мотской свиты. Стратиграфические границы оскобинской свиты достаточно уверенно прослеживаются в наиболее полных её разрезах, приуроченных к Катангской седловине и южному склону Байкитской антеклизы (скв.Ванаварская 2, Елохтинская I, Оморинская 8 и 9).

Материалом для исследований послужил керн скважин параметрического и поискового бурения, проводимого на территории Катангской седловины и южного склона Байкитской антеклизы. Изучены разрезы скважин, пробуренных на территории Собинского поднятия (скв.2-30) и прилегающих к нему Ванаварской, Елохтинской, Делитуконской, Желиндуконской и Пайгинской площадей, Юрубчено-Тохомской зоны, Оморинской, Манкурской, Верхне- и Нижнетайгинской и Хоркичской площадей.* Особое внимание уделено составу карбонатов. Для оскобинской свиты химическим, пламенно-фотометрическим и рентгеноструктурным анализами установлено два карбонатных минерала: магнезит и доломит.

Оскобинская свита распространена полосой вдоль юго-западного и южного склонов Байкитской антеклизы и в южной части Катангской седловины. Мощность свиты варьирует от 50-60 до 100-120 м. В разрезе свиты чередуются прослой терригенных, терригенно-карбонатных, карбонатных, сульфатно-карбонатных и терригенно-сульфатно-карбонатных пород. Переслаивание тонкое горизонтальное, слабovolнистое, линзовидное, волнисто-линзовидное. Мощности от-

* Аналитические работы выполнены в лабораториях СНИИГТМСа.

дельных прослоев колеблется от нескольких до 15–20 см. Свита в пределах её распространения довольно выдержана по составу, колебания мощностей отдельных прослоев связаны с местными условиями осадконакопления.

В целом карбонатный материал составляет около половины разреза свиты. Чисто терригенные породы обычно отсутствуют в низах свиты и появляются в её средней и верхней частях. Однако и в обломочной части терригенных пород обычно присутствует та или иная примесь полуокатанных обломков карбонатов. Наиболее специфической особенностью отложений свиты является присутствие пород смешанного состава – преимущественно двух- и трехкомпонентных. Это, во-первых, породы с узловатыми, очковыми и мелкопятнистыми текстурами, связанные с необычными формами выделений ангидрита и карбонатов; а во-вторых, глинисто-доломитовые породы с крупными идиоморфными зернами и агрегатами зерен доломита. Подобные смешанные или "гибридные" породы, вскрытые в южной части Иркутского амфитеатра, Я.К.Писарчик (1963) предлагала именовать микстолитами. При описании разрезов свиты на изученной территории эти породы нередко именуются оскобитами.

Своеобразие отложений оскобинской свиты определяется её положением в разрезе, переходным между преимущественно терригенными отложениями подстилающей ванаварской свиты и перекрывающими галогенно-карбонатными отложениями.

Рассмотрим особенности распространения карбонатных и смешанных пород с карбонатным компонентом снизу вверх по разрезу свиты. В её основании выделяется горизонт песчанико-, гравелито-, реже конгломератовидных пород, сложенных обломками преимущественно микрозернистого магнезита, пятнистыми выделениями ангидрита и алевритоглинистой цементирующей массой (рис.1). Внутри него имеются тонкие прослои алевритоглинистого материала (от нескольких мм до 1 см), которые часто смяты и раздроблены. Этот горизонт полно охарактеризован керном в скважинах Ванаварская 2, Елохтинская I, Собинская 6. Следует отметить, что в алевритистых аргиллитах, переходных между ванаварской и оскобинской свитами, отмечается обильная примесь (до 30–40, иногда 50 %) округлых, окатанных обломков буроватого магнезита диаметром 0,2–0,5 мм.

В породах описываемого горизонта обломки магнезита размером от 0,1 до 50, иногда 80 мм, составляют от 30 до 80 % общей мас-

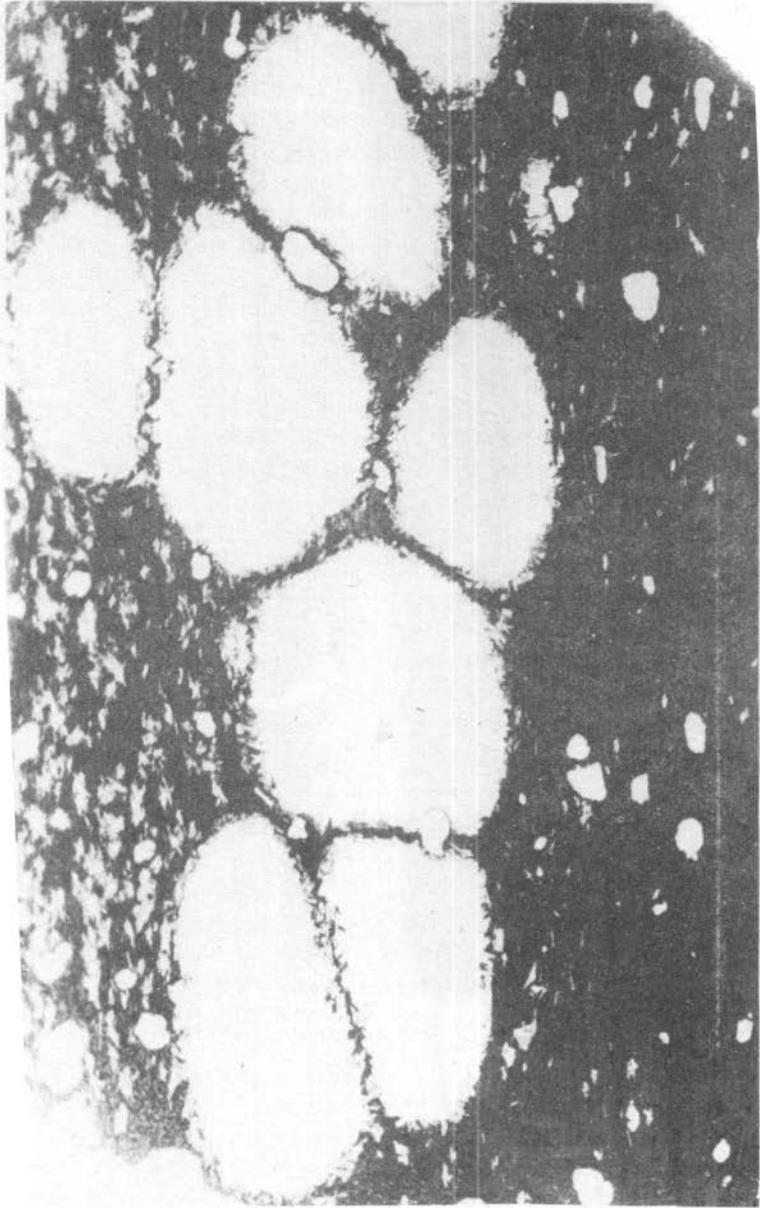


Рис. 1. Трансverse

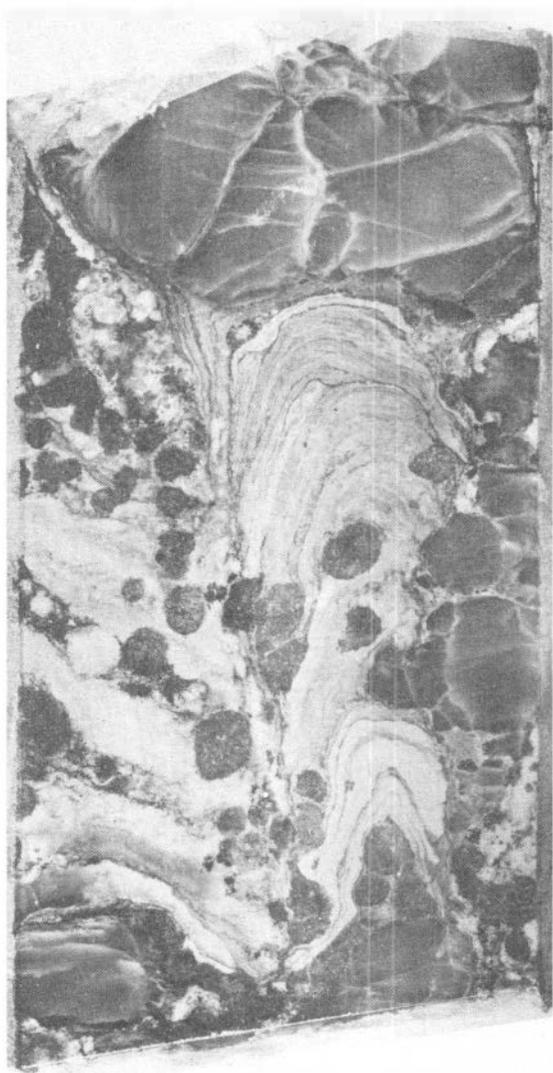
сы. Обломки округлой, овальной, иногда уплощенной и неправильной формы с четкими границами. В разрезе наблюдается смена цвета магнетитовых обломков – от буровато-розового в низах, зеленовато-желтого в средней, до темно-серого, почти черного в верхней его частях. Следов перекристаллизации магнетита в обломках не наблюдается. Помимо магнетитовых есть обломки тонко- и микрозернистого доломита. Тип цементации – поровый, пленочно-поровый, реже базальный. Небольшая примесь алевритового материала в цементе представлена кварцем. В нижней части горизонта наблюдаются небольшие столбчатые строматолиты магнетитового состава (рис.2).

Округлые выделения ангидрита, распространенные в породах этого горизонта, составляют от 20 до 40–50 % от общей массы породы. Они имеют четкие границы, размеры от 0,5 до 50 мм, буровато-красный цвет, слагаются мелкозернистыми таблитчатыми, реже шестоватыми микрокристаллами. Видимых следов замещения ангидритом магнетита не наблюдается, поэтому сложно говорить об их взаимоотношениях. Тем не менее, в случае развития сульфатов внутри магнетитовых строматолитовых столбиков, можно предположить более позднее выделение ангидрита (см. рис.2).

В остальной части разреза свиты среди карбонатных пород наблюдаются как относительно чистые, преимущественно доломитовые породы, так и в разной степени ангидритистые доломиты с переходом в ангидритодоломиты, а также в разной степени глинистые доломиты и магнетиты с переходом в аргиллиты и глинисто-сульфатно-карбонатные породы.

Среди относительно чистых карбонатных пород редко отмечаются прослои с однородной, массивной текстурой. В разрезе можно наблюдать все переходы таких пород к слабо брекчированным (растресканным), с обильными извилистыми стилолитовыми и сутурными швами, переходящими в трещинки. В этих условно названных комковатых породах не наблюдается смещения как бы вдавленных друг в друга обломков, а трещинки локализованы только внутри отдельного карбонатного прослоя.

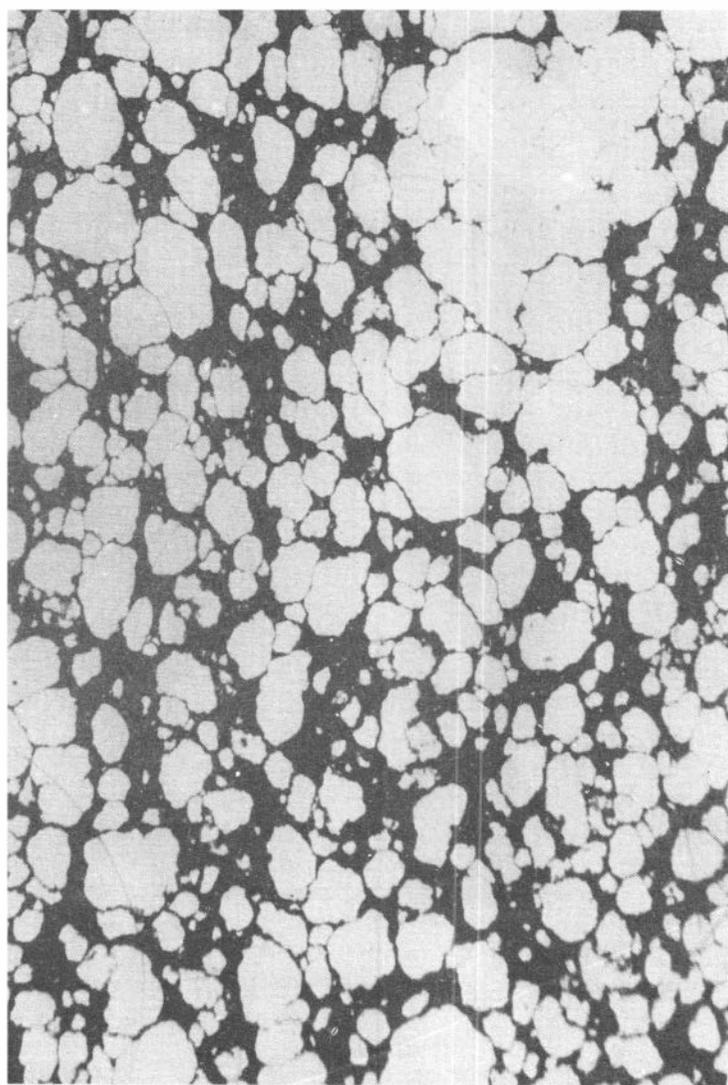
Следующая разновидность этого ряда карбонатов – песчанико- и гравелитоподобные породы, имеют явно обломочный характер, с более-менее сортированным, очевидно переотложенным, обломочным карбонатным материалом (рис.3). Породы состоят на 50–90 % из комков-обломков размером 0,1–50, чаще 0,5–2 мм, сложенных преи-



мущественно доломитом микрозернистым, микро-тонкозернистым. Границы комков-обломков обычно четкие, но неровные, извилистые, форма - округлая, овальная, облаковидная. Иногда у внешней границы комков наблюдаются короткие тонкие трещинки, типа трещин синерезиса. Цемент глинистый, алевроглинистый, иногда с битуминозным материалом, редко железистый и доломитовый скрытокристаллический.

В описанных породах наблюдаются, по крайней мере, три типа сульфатизации (ангидритизации). Во-первых, отдельные крупные (0,25-0,5, иногда до 1 мм) кристаллы ангидрита или их агрегаты развиваются исключительно в промежутках между комками-обломками и затрагивают лишь краевые части. Во-вторых, комки-обломки полностью замещаются агрегатом таблитчатого тонко-, очень мелкозернистого ангидрита. Зерна ангидрита довольно чистые, иногда пятнами просвечивает реликтовый микрозернистый доломит. Более мелкие комки замещаются агрегатом шестоватых, призматических кристаллов ангидрита, образующих иногда розетки, в центральных частях которых отмечаются включения реликтового мелкозернистого доломита. В этом случае замещение ангидритом захватывает не только комок, но и соседние участки цемента. И, в-третьих, крупные монокристаллы (от 0,5 до 2 мм) ангидрита замещают части комков, не выходя за их границы и содержат многочисленные реликты мелкозернистого доломита. Наблюдался случай, когда монокристалл ангидрита замещал краевые части соседних комков и сам расщеплялся структурным швом, выполненным железисто-глинистым материалом, разделяющим эти комки. В этом случае растрескивание происходило, видимо, уже в частично литифицированном и сульфатизированном осадке.

В ряду доломит - глинистый доломит описаны своеобразные кристаллические доломиты с размером зёрен от 0,1 до 1, иногда до 2 мм и примесью глинистого материала до 20-30 %, выступающего в качестве цемента порового и плёночного типов. Подобные породы распространены по всему разрезу свиты, мощности их прослоев до 10-20 см. Доломит в них представлен округлыми и близкими к изометричным кристаллами, реже агрегатами кристаллов. Часто в кристаллах наблюдается зональность, выраженная в наличии центральных, более тёмных участков, содержащих реликты скрытокристаллического доломита. В породах с большим количеством глинистого материала кристаллы доломита ромбического облика, с несколько округ-



лёнными углами (рис.4). Агрегаты кристаллов нередко представлены сферолитоподобными образованиями с волнистым погасанием, в них тёмная внутренняя зона является общей для нескольких, радиально расходящихся от неё, вытянутых ромбоэдрических кристаллов. Границы кристаллов и агрегатов обычно чёткие, резкие.

В скважинах Юрубчено-Тохомской зоны, Оморинской, Верхне- и Нижнетайгинской площадей встречены прослой чистых, "мраморовидных" доломитов, полностью сложенных крупными зональными кристаллами доломита. Зональность развита либо почти по всему зерну, с узкой светлой внешней каймой, либо характеризуется наличием центрального, более тёмного, скрытокристаллического доломитового ядра. Мощность таких прослоев достигает 1-2 м.

Другим крайним членом ряда являются породы, впервые выделенные на территории юго-западной части Непско-Ботубинской антеклизы и условно названные ромбовидно-доломитовыми и розетковидными мергелями (Стахеева, Киркинская, 1977), с содержанием глинистого материала до 30-70 %. Они имеют широкое площадное распространение, протягиваясь от Собинского поднятия до прилегающей к Енисейскому кряжу Оленчиминской площади. В изученных разрезах подобные породы распространены незначительно. Они сложены хорошо сформированными ромбоэдрами и сростками лепестковидных кристаллов доломита, погруженными в основную глинистую массу. Кристаллы преимущественно чистые, со спайностью, иногда зональные. Отмечается примесь алевритового материала (до 10-15 %), нередко угловатые обломки кварца присутствуют в центральных частях розеток.

Таким образом, намечается естественный ряд - от аргиллитов с рассеянными ромбоэдрами доломита до "мраморовидных" кристаллических доломитов с содержанием глинистого материала менее 5 %. В составе карбонатного материала, наряду с доломитом, отмечается и магнезит. В породах присутствуют гнезда и отдельные крупные кристаллы ангидрита (до 10-15 %), а также линзочки микроагрегатного кварца, приуроченные обычно к цементирующей массе. В обломочной части терригенных пород, переслаивающихся с карбонатными и глинисто-карбонатными, отмечается до 20 % обломков магнезита и доломита.

Глинистая фракция оскобинской свиты, по данным И.Г.Косухиной, представлена несколькими ассоциациями глинистых минералов.



Преобладает ассоциация из гидрослюды и хлорит-сметита. Хлорит-сметит характеризуется разным соотношением компонентов (нижние горизонты 0,8:0,2, верхние до 0,5:0,5) и разной степенью упорядоченности. Эта ассоциация типична для карбонатных предсоленых отложений. Другая ассоциация представлена гидрослюдой и гидратированным тальком, содержание которого может достигать 90 % объема глинистой фракции. Преобладание среди глинистых минералов гидратированного талька свидетельствует о высокой концентрации в водах бассейна магния и кремния.

Бассейн оскобинского времени занимал южную часть Сибирской платформы, ограничиваясь с юго-запада Енисейской, с юго-востока Саянской сушами. На севере предполагается наличие нескольких островных суши (Чадобецкая, Камовская, Катангская). В непосредственной близости к ним формировались красноцветные, преимущественно терригенные отложения. Рассмотренные нами отложения накапливались на территории предполагаемой отмели субширотного простирания, охватывающей южные части Байкитской антеклизы, Катангской седловины, северную часть Иркутского амфитеатра и протягивающейся в район Непско-Ботуобинской антеклизы вплоть до низовьев р.Олёкмы (Ивлев и др., 1985).

Рельеф дна отмельной части выположен, на что могут указывать относительно небольшие колебания мощностей свиты и сходство фациальных характеристик составляющих её отложений.

Строение разреза оскобинской свиты, распределение в нем описанных пород обусловлено мелкими пульсационными подвижками дна бассейна, периодически углублявшегося и осушавшегося. На небольшие глубины бассейна и периодическое его осушение указывает обилие мелких размывов, глиптоморфоз по каменной соли, следов волновой ряби, отпечатков капель дождя, трещин усыхания, многочисленных сингенетичных оползней.

В периоды погружения формировались слоистые карбонатные породы однородной текстуры, которые в дальнейшем при подъемах базиса подводной эрозии могли разрушаться и переотлагаться. Появление пород "комковатого" или обломочного облика определялось гидродинамическими условиями бассейна, которые также периодически менялись. В периоды умеренной гидродинамической активности образовывались "комковатые" породы, связанные с растрескиванием обводненного, неуплотненного илового осадка. В условиях более

активной гидродинамики формировались породы обломочного облика, обусловленные перестроением карбонатных "комков", которые при осаждении смешивались с тем или иным количеством глинистого, алевроглинистого материала, периодически поступавшего с размываемых участков суши. Судя по строению разреза, более активная гидродинамика характерна для времени отложения осадков нижней части свиты, где чаще отмечаются прослои гравелитовидных и конгломератовидных пород. Выше по разрезу преобладают песчаниковидные разности.

Подобные породы описаны в отложениях D-C₁ района р.Дон и Курской магнитной аномалии С.Г.Вишняковым (1962). В целом, они отличаются более крупными размерами обломков, их приплюснутостью по наслоению, и названы конгломератобрекчиевыми известняками взмучивания. При их образовании, по С.Г.Вишнякову, основным фактором являлось периодическое воздействие сильных придонных волн, вызываемых скорее всего землетрясениями, на полужатвердевший осадок.

Вероятно, при рассмотрении генезиса описываемых отложений, в один ряд с комковато-обломочными следует поставить и кристаллические доломиты, образующиеся в субазральных или близких к ним условиях. При этом в верхних горизонтах осадка в прослоях комковатых или обломочных доломитов по комкам происходит образование крупных монокристаллов или сростков кристаллов доломита. Реликты исходных доломитовых комков сохраняются во внутренних частях кристаллов и в центральных частях сферолитоподобных образований. Процессы перекристаллизации и дорастания ромбоэдров доломита происходили в неуплотненном осадке, где возможна достаточно интенсивная циркуляция иловых карбонатных вод. Таким образом, образование подобных пород ограничено стадией диагенеза, и рост кристаллов должен был происходить с достаточно большой скоростью. Реальность сравнительно быстрого роста крупных кристаллов в осадке можно подтвердить тем, что, во-первых, при изучении твердой фазы в сосудах многокомпонентных водно-солевых систем, по наблюдениям одного из авторов, в карбонатном осадке ощутимый рост кристаллов происходил в течение первых лет; во-вторых, наличием крупных зональных кристаллов карбонатов в современных отложениях, в частности в карбонатных и карбонатно-сульфатных осадках Кулундинских озёр различных гидрохимических типов; в-третьих,

присутствием крупных кристаллов доломита в более молодых суб-аэральных отложениях (Zenger, 1972).

Интенсивной перекристаллизации могли способствовать также повышенная температура вод и обогащённость их магнием, которая приводила к образованию седиментационных доломитов и периодических магнезитов. Сульфаты не были непосредственно связаны со стадией седиментации, а формировались как в рыхлом, так и в частично литифицированном осадке. Об этом говорят формы выделения ангидрита в виде гнёзд, желваков, выполнения сингенетических трещин; следы частичного или полного замещения ангидритом карбонатных участков породы. Формы выделения ангидрита очень близки таковым в отложениях, относимых к сабховым (Wood, Wolfe, 1969; Purser, 1980).

Следует отметить, что постседиментационные изменения, в том числе и сульфатизация, локализуются обычно в отдельных прослоях, т.е. они охватывали только, по-видимому, верхний активный слой нелитифицированного осадка.

В бассейн периодически поступал терригенный материал, который либо образовывал собственные прослои преимущественно терригенных пород, либо смешивался с сульфатно-карбонатным материалом. Рыхлый обводненный глинистый материал, как известно (Zenger, 1972), не препятствует росту крупных кристаллов доломита, с чем связано формирование глинисто-доломитовых, реже доломитово-глинистых пород с мелко-, средне-, и крупнокристаллическим доломитом.

Таким образом, состав и структурно-текстурные особенности описанных отложений определяются спецификой развития бассейна осадконакопления. Образование их происходило в диапазоне условий от морских мелководных до сабховых, при частых пульсационных, мелкоамплитудных колебаниях дна бассейна, периодическом поступлении терригенного, в том числе глинистого материала и относительно повышенной солёности вод бассейна.

В более молодых соленосных бассейнах с аналогичной предысторией соленакпления подобного комплекса пород не описано. Уникальность его, возможно, определяется сочетанием различных факторов седиментации в вендском бассейне юга Сибирской платформы, не повторившихся в более позднее геологическое время.

Нижняя часть оскобинской свиты – ангидрит-магнезитовый го-

ризонт — является флюидоупором высокого качества. Такой флюидоупор выделяется нами впервые. Его флюидоупорные свойства определяются, во-первых, высокой вязкостью и повышенной плотностью скрытокристаллической магнезитовой породы, даже с примесью ангидрита и глины; во-вторых, более низкой, чем у кальцита и доломита, растворимостью магнезита как в воде, так и в концентрированных рассолах; в-третьих, тем, что даже при интенсивных механических воздействиях на породы, трещины очень быстро могут быть залечены сульфатами. Иногда в нижней части горизонта встречаются пропитанные битумом выделения ангидрита.

Прогноз качества флюидоупора на территории связан с распространением именно этой ангидрит-магнезитовой пачки. Она выклинивается в сводовых частях крупных конседиментационных положительных структур типа Камовского свода и распространена в их погруженных частях.

С точки зрения сохранности углеводородных залежей в терригенном комплексе ванаварской свиты, кроме уже известного Собинского газового месторождения, можно высоко оценить прилегающую к нему территорию, в частности район Елохтинской площади и зоны сочленения Байкитской антеклизы и Катангской седловины.

Литература

ВИШНЯКОВ С.Г. Конгломерато-брекчиевые известняки взмучивания (брекчиевидные известняки) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 6. С.36-49.

ИВЛЕВ Н.Ф., ПУСТЫЛЬНИКОВ А.М., ЧЕКАНОВ В.И. О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № II. С.16-23.

МЕЛЬНИКОВ Н.В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1982. № 3. С.29-41.

ПИСАРЧИК Я.К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. М.: Гостоптехиздат, 1963. 347 с.

СТАХЕЕВА А.В., КИРКИНСКАЯ В.Н. "Ромбовидно-доломитовые" мергели мотской свиты северных районов Иркутского амфитеатра // Литологический сборник. Л., 1977. № 5. С.155-158.

PURSER B. Les paleosabkhas du miocene inferieur dans le Sud. Est de l'Iran // Bull. Cont. rech. explor.- proct. Elf Aquitaine. 1980. Vol.4, N 1. P.235-244.

WOOD G.V., WOLFE M.I. Sabkha cycles in Arab/Darb formation of the Trucial Coast of Arabia // Sedimentology. 1969. N 12. P.165-191.

ZENGER D.H. Significance of supratidal dolomitisation in the geologic record // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol.83, N 1. P.1-11.

Г.И.Таныгин, Е.М.Хабаров

ОТЛОЖЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОТОКОВ
В ВЕРХНЕМ РИФЕЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Отложения обломочных (грязекаменных, пастообразных) потоков являются одной из разновидностей гравитационных образований. Они характеризуются прежде всего тем, что основу их составляет тонкая илистая масса, в которой плавают разнообразные по размерам и форме обломки автохтонных и аллохтонных пород. Наряду с грубозернистым составом для них характерно также слабое развитие градационной слоистости и отпечатков в подошве пластов. Многочисленные литературные данные свидетельствуют о том, что возникновение отложений обломочных потоков связано с выпадением осадков из тяжелых мутьевых потоков повышенной плотности, приближающейся по плотности к подводным оползням. Интерес к изучению подобных образований связан прежде всего с тем, что они являются хорошими индикаторами (палеогеографическими), маркирующими подводные склоны поднятий. Что касается отложений карбонатных обломочных потоков, то они позволяют достаточно определенно фиксировать переходы от крупных карбонатных платформ (плато) к более глубоководным бассейновым осадкам (Cook et al., 1972; Molleath, James, 1978; Read, Pfeil, 1983; Robertson, 1987).

В рифейских отложениях Енисейского кряжа грубообломочные карбонатные породы, сходные с отложениями потоков обломочного

материала, известны в настоящее время в сосновской (стратиграфический аналог свит Карточки и аладьинской) и джурской свитах. Наиболее широко они распространены в сосновской свите и её аналогах и неоднократно отмечались в публикациях многих исследователей (Третьяков, 1951; Сагитов, 1962; Семихатов, 1962; Рифейские отложения ..., 1973; Постельников, 1980; Петров, 1982 и др.). При этом генезис этих отложений трактуется по-разному. Так, Н.А.Сагитов (1962) принимал их за базальные конгломераты, свидетельствующие о несогласном залегании аладьинской свиты на подстилающих отложениях. М.А.Семихатов (1962) отмечал несомненное сходство этих образований с подводно-оползневыми конгломератобрекчиями. Идентификация этих отложений, по нашему мнению, позволит более детально осветить палеогеографические и палеотектонические особенности развития осадочного бассейна в позднем докембри на территории Енисейского края.

Положение грубообломочных отложений в сосновской свите и её аналогах

Район исследования находится главным образом в пределах Ангаро-Питского синклинория, который протягивается широкой полосой в приплатформенной юго-восточной части Енисейского края (Вотах, 1968). Объект исследования – отложения сосновской, аладьинской и свиты Карточки обнажаются здесь в сводах и на крыльях крупных антиклиналей, которыми осложнен Ангаро-Питский синклинорий. Карбонатная толща, содержащая обломочные отложения, венчает разрез сухопитской серии и перекрывается терригенными породами тунгусикской серии. В юго-восточной части исследуемого района, именуемого часто в литературе как Каменская структурно-фациальная зона, отложения свит Карточки и аладьинской четко отличаются друг от друга. Свита Карточка представлена здесь пестроцветной толщей глинистых горизонтально-слоистых, тонкоплитчатых известняков мощностью до 400 м. Аладьинская свита сложена серыми и светло-серыми, слоистыми и неяснослоистыми иногда брекчированными доломитами. Мощность свиты достигает 600 м. К северу и северо-западу от ангарских разрезов литологический состав свит меняется и в Горбилоской структурно-фациальной зоне различия между свитами

становятся не столь существенными, хотя многими исследователями (Семихатов, 1962; Сагитов, 1962 и др.) здесь также выделяются свиты Карточка и аладьинская. Однако отличия в составе и характере осадконакопления карбонатных отложений в этой зоне, а также отсутствие надежных коррелирующих признаков с соответствующими отложениями Каменской зоны позволяют многим исследователям рассматривать этот карбонатный комплекс в северных и западных разрезах как единый – под названием сосновская свита. Так принято и в легенде для геологических карт енисейской серии масштаба 1:200 000. Такой же точки зрения придерживаются и авторы настоящей статьи, считая, однако, что большая часть сосновской свиты, по времени образования соответствует отложениям аладьинской свиты.

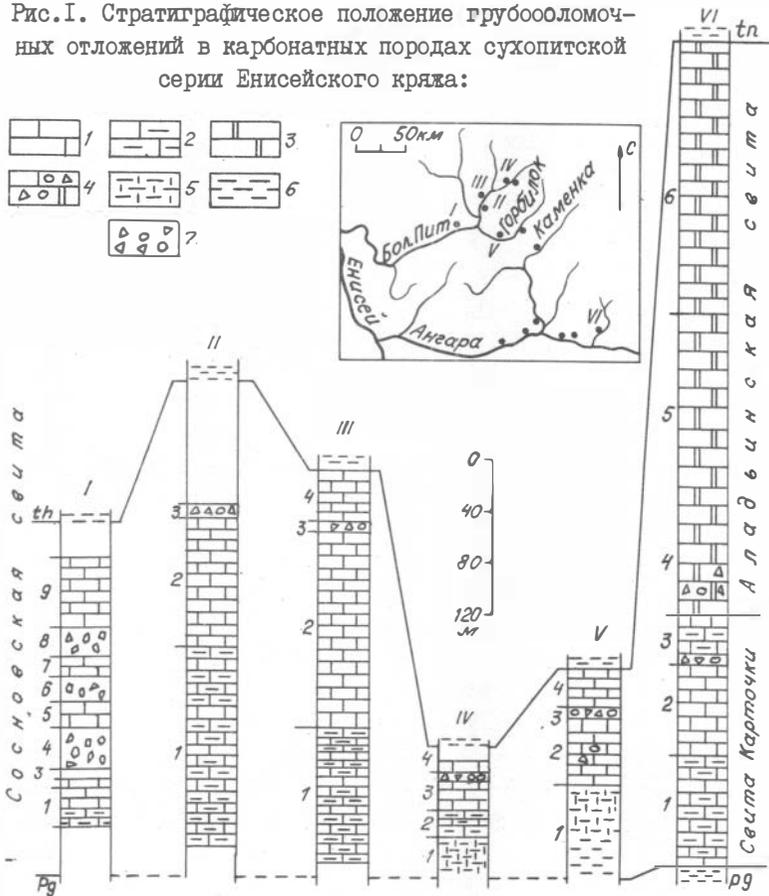
Для выяснения стратиграфического и пространственного положения грубообломочных карбонатных отложений приведем описания некоторых разрезов свит Карточка и аладьинской и их стратиграфического аналога – сосновской свиты. Наиболее восточные разрезы свит Карточка и аладьинской вскрыты на р.Иркинеевой. Здесь у скалы Карточка, с перерывом в обнажении 35 м по мощности на погорьской свите залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Переслаивание зеленовато-серых и фиолетово-серых известняков. В нижней части сильно глинистые и тонкокосослойчатые, тонкоплитчатые около 90
2. Серые и зеленовато-серые кристаллические известняки с подчиненными прослоями (2–3 см) зернистых розовато-серых известняков. На плоскостях напластования отмечаются мелкие продольные субпараллельные каналы течений 60
3. Известняки серые с прослоями фиолетово-серых известняков. В основании пачки (3–4 м) известняки брекчированные. Плоские угловатые обломки размером 10–12 см "плавают" в карбонатном матриксе. Мощность 45 м. Общая мощность свиты Карточка с учетом задернованного переходного интервала около 220 м (рис. I, VI).

Выше в разрезе залегают доломиты серые иногда розовато-серые, кристаллические, тонко-, среднеплитчатые, часто массивные и брекчированные. В верхней части доломитовой толщи встречаются линзы кремней, а также образования, напоминающие оползневые тек-

Рис. I. Стратиграфическое положение грубообломочных отложений в карбонатных породах сухопительской серии Енисейского края:



I - известняки; 2 - глинистые известняки; 3 - доломиты; 4 - карбонатные породы брекчиевидные; 5 - сланцы глинистые известковые; 6 - сланцы глинистые; 7 - грубообломочные карбонатные породы, pg - погоруйская свита, th - тунгусикская серия. Цифры слева от колонок обозначают номера пачек. На схеме расположения изученных разрезов римскими цифрами обозначены номера приведенных колонок: I-V - р. Бол. Пит (I - скалы Щеки, II - устье руч. Накколлина, III - устье р. Ненчаны, IV - руч. Золотой); V - р. Горбилук, ниже устья р. Мал. Каченда; VI - р. Иркинева

стуры. Учитывая задернованные интервалы между пачками, а также данные геологической съемки геологов Ангарской ГРЭ, мощность аладьинской свиты в бассейне р.Иркинеевой может достигать, по-видимому, до 500–600 м.

К западу от р.Иркинеевой в хорошо обнаженных разрезах р.Ангара строение свит Карточки и аладьинской в общем сохраняется. В свите Карточки от места к месту может изменяться количество и соотношение глинистого и карбонатного материала, а также положение в разрезе различно окрашенных пачек. Прекрасные разрезы свиты Карточки обнажены на р.Ангаре, в 5 км выше устья р.Верх. Ослянка (мощность до 450 м), у Аладьинской шиверы (мощность около 400 м) и у скал Мешки (мощность около 300 м).

Во всех упомянутых разрезах известняки свиты Карточки согласно перекрываются доломитами аладьинской свиты. В некоторых разрезах в основании свиты содержится горизонт брекчированных доломитов мощностью до 10–12 м. Мощности аладьинской свиты в ангарских разрезах составляют около 400–500 м. В разрезе, вскрытом на р.Ангаре выше р.Верх.Ослянка, в составе аладьинской свиты появляются пачки мощностью 30–40 м черных и темно-серых глинистых сланцев.

К северу от р.Ангара, в районе Тальского месторождения, по данным Н.А.Сагитова (1962), разрез свиты Карточки (мощность 250 м) и аладьинской (мощность до 300 м) также остается в целом неизменным. Меняется лишь первоначальный облик доломитов в результате замещения их магнезитами. В более удаленных западных и северо-западных разрезах, в Горбилоской структурно-фациальной зоне, как уже отмечалось выше, различия между свитами стираются и карбонатные отложения, венчающие разрез сухопитской серии, картируются на геологической карте как сосновская свита. Так, на р.Бол.Пит (скалы Шеки) выше погорьинской свиты, отделенной задернованным интервалом мощностью 100–120 м, залегают следующие пачки (снизу вверх) (см. рис. I, I):

Мощность, м

- I. Известняки кристаллические, серые, плитчатые, тонкогоризонтально-слоистые, переслаивающиеся с известняками более чистыми не слоистыми, с поверхности выветривания с синеватым оттенком. Мощность переслаивания от I до 10 см. В верхней части пачки мощность прослоев глинистых известняков увеличивается до 30 см. Видимая мощность 30

2. Известняки серые глинистые микрогоризонтальнослоистые с прослоями (до 10–20 см) известняков зеленовато-серых неясномикрослоистых 5,5
3. Известняки светло-серые и серые, с бледным зеленоватым оттенком, массивные и неяснослоистые с линзами зеленовато-серых известняков и конкрециями светло-серых кремней разнообразной формы и размеров. Отмечаются оползневые текстуры. В верхней части пачки наблюдаются своеобразные текстуры нагрузки в виде слегка асимметричных валов мощностью до 0,9 м и амплитудой до 1,2 м 7
4. Известняковые конгломератобрекчии и мелкообломочные известняки. Обломки пород разнообразной формы и размеров. В нижней части пачки в конгломератобрекчиях значительная часть обломков представлена микрослоистыми подстилающими известняками. Присутствуют также обломки кристаллических и кремненных доломитизированных известняков. Размер обломков изменяется от первых сантиметров до 2–3 м. Более крупные обломки преобладают в нижней части. Конгломератобрекчии постепенно переходят в известняки мелкообломочные с размером гальки от первых миллиметров до 1–2 см (реже 3–5 см). По своему составу и строению мелкообломочные известняки практически идентичны матриксу подстилающих конгломератобрекчий. Около 30
5. Известняки серые, светло-серые с прослоями зеленовато-серых известняков, в нижней части тонкоинтракlastические. Видимая мощность 20
Затем разрез надстраивается по левому берегу р.Бол. Пит.
6. Известняки обломочные светло-серые (размер гальки 5–7 см), постепенно сменяются мелкообломочными (размер гальки 0,5–2 см). Видимая мощность 15–20
7. Известняки серые, светло-серые с зеленоватым оттенком, кремневые, преимущественно кристаллические 15
8. Известняковые конгломератобрекчии, темно-серые, обломки представлены темно-серыми микритовыми известняками размером 3–5 см, редко больше. 18
9. Известняки серые и темно-серые, кристаллические и мелко-, тонкоинтракlastические. Мощность около 50 м. Далее задерновано.

Северо-восточнее от описанного разреза карбонатные брекчии отмечаются в составе сосновской свиты в обнажении выше с.Пит-Городок, где над лиловыми глинистыми сланцами и глинистыми известняками залегает пачка кристаллических и интракластических известняков мощностью около 50 м. Крупнообломочные конгломератобрекчии преобладают в верхних 10 м пачки. Размер обломков до 20-30 см. Состав обломков - микритовые, реже интракластические известняки. Отмечаются градационные переходы от крупноинтракластических к мелкоинтракластическим разновидностям.

Выше по течению р.Бол. Пит отложения сосновской свиты с пачками грубообломочных карбонатных пород встречаются в разрезах вблизи руч.Накколина, у устья р.Ненчань, в борту руч.Золотой, у руч.Дюпкош и выше устья р.Оявол, где они приурочены к верхней части сосновской свиты. Так, выше устья р.Ненчань на правом берегу р.Бол. Пит вскрыты (см. рис. I, Ш)

	Мощность, м
1. Известняки серые с зеленоватым оттенком переслаиваются с глинистыми известняками. Мощность переслаивания 0,5 - 10-15 см.	100
2. Известняки серые и светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, однородные кристаллические, переслаивающиеся с тонко- и микрогоризонтальнослойчатыми известняками...	150
3. Плоскогалечные конгломераты. Обломки размером 1-5 см реже до 12-15 см, представлены полуокатанными и угловатыми фрагментами микрогоризонтальнослоистых подстилающих известняков.	1,5
4. Известняки темно-серые, тонкоинтракластические, микрогоризонтальнослойчатые, реже косослойчатые и более темные микритовые однородные. Они образуют турбидитовые слои мощностью 2-30 см. Границы между слоями резкие, но могут быть и постепенными, градационными.	22
5. Известняки темно-серые, с прослоями глинистых темно-серых сланцев. Мощность 10 м. Далее задернованный интервал (10-15 м) и выходы сланцев потоскуйской свиты. Близкий по строению разрез вскрыт выше устья руч.Накколина (см. рис. I, П), где в верхней части сосновской свиты отмечаются интракластические известняки с прослоями конгломератобрекчий мощностью до 8 м.	

В левом борту руч.Золотой обнажаются (см. рис. I, IV)

Мощность, м

- I. Сланцы глинистые, темно-серые со слабым зеленоватым оттенком. 20
2. Сланцы темно-серые известковистые, листоватые в верхней части с прослоями известняков. 20
3. Известняки со слабым зеленоватым оттенком, микрогоризонтальнослоистые глинистые. На уровне 25 м прослой (0,5 м) с оползневыми текстурами, а на уровне 30 м пласт (2 м) плоскогалечных конгломератов. Галька доломитовая. Мощность пачки 40 м. Далее задерновано. Несколько отличный разрез сосновской свиты вскрыт в 2,5 км выше устья р.Оявол. Здесь в известняках часто отмечаются тонкие прослой кварцевых песчаников. В верхней части свиты, наряду с широко развитой градационной слоистостью часто встречаются косослойчатые и волнисто-слоистые породы.

К югу и юго-западу от питских разрезов обломочные карбонатные породы на этом стратиграфическом уровне отмечаются на р.Горбиллок ниже устья р.Мал.Каченда (см. рис. I, V), а также на р.Каменке (приток р.Ангара) выше устья р.Кардакан.

Анализ приведенных данных позволяет сделать вывод о том, что в юго-западной части Енисейского кряжа (Каменская зона) грубообломочные карбонатные отложения приурочены к границе между свитами Карточки и аладьинской (см. разрезы по р.Иркинеевой и р.Ангаре). В северо-западных разрезах (Горбиллокская зона) они распространены главным образом в верхней части сосновской свиты (разрезы по рекам Бол.Пит, Горбиллок, Каменка). Необходимо отметить также, что известняки свит Карточки и сосновской, представляют собой, как правило, тонкое переслаивание глинистых и более чистых (нередко зернистых) разновидностей, связанных друг с другом градационными переходами. На поверхностях наложения могут отмечаться продольные знаки (борозды) течения и в целом они имеют сходство с карбонатными дистальными турбидитами (Cook et al., 1972).

Приведем некоторые доказательства в пользу этого высказывания. Так, в обнажении на р.Бол. Пит выше устья р.Ненчаны над } слоем плоскогалечных конгломератов залегает пачка (22 м), сложенная темно-серыми плитчатыми, ритмично-полосчатыми известняка-

ми. Они представляют собой переслаивание микрогоризонтально- реже косослойчатых известняков и микрокристаллических доломитистых известняков с однородной (массивной) текстурой. В слойчатых разновидностях отмечается значительная примесь доломита и кварца алевритовой размерности. Мощность таких известняков составляет 1-20 см, а мощность однородных - 1-10 см. Обычно преобладают горизонтально- и косослойчатые известняки. В целом, такое переслаивание образует отдельные пакеты (мощностью 3-30 см), отделенные друг от друга резкими границами, на поверхностях которых иногда проявляются слабо выраженные следы течений. Переходы между слойчатыми и однородными элементами в этих наборах могут быть градиционными или резкими. Иногда слойчатые известняки в основании представлены тонкоинтракlastическими разновидностями. По своим характеристикам эти пакеты (наборы) имеют несомненное сходство с карбонатными дистальными турбидитами, в которых можно выделить последовательности элементов С,Д,Е и Д,Е известного цикла Боума. Аналогичные последовательности в строении сосновской свиты постоянно присутствуют и в других разрезах.

Таким образом, наряду с определенным стратиграфическим и пространственным положением грубообломочных отложений в сосновской свите намечается также пространственная их связь с карбонатными турбидитами.

Характеристика грубообломочных карбонатных отложений

Как уже отмечалось выше, эти образования пользуются достаточно широким распространением в отложениях сосновской свиты Горбилокской зоны. Наиболее хорошо они обнажены в среднем и верхнем течении р.Бол. Пит. Один из характерных и ярких разрезов вскрыт у скал Шеки, где на серых, со слабым синеватым оттенком микро- и тонкогоризонтально-слойчатых известняках, с прослоями (2-8 см) более глинистых известняков залегают пачка (до 30-35 м) конгломератобрекчий и мелкообломочных известняков. Залегающая между ними пачка (7 м) внешне выглядит сильно деформированной, неяснослойчатой и массивной. В верхней части её отмечается горизонт известняков серых, смятых в почти симметричные валы с амплитудой 1,2 м и высотой до 0,9 м (рис.2). Подобные образования,

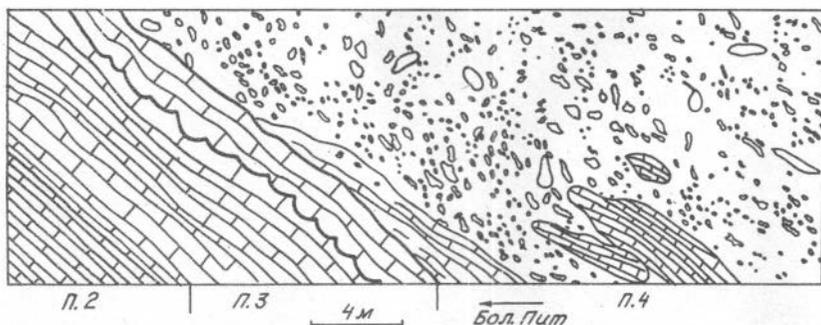


Рис.2. Характер взаимоотношения нижнего грубообломочного комплекса с подстилающими отложениями в обнажении скал Шеки (р.Бол. Пит). Зарисовка с фотографии. П.2 - П.4 - номера пачек (см. рис.1, 1)

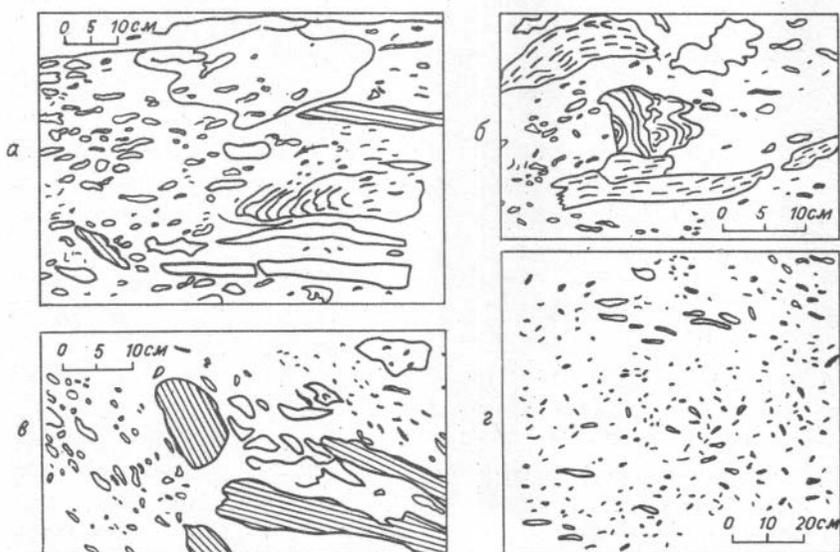


Рис.3. Фрагменты строения нижнего грубообломочного комплекса 1
обнажении скал Шеки:

а, б - нижняя часть комплекса, отмечаются различные "закрутыши" и слоистые известняки в обломках; в - средняя часть комплекса, г - верхняя часть комплекса (мелкообломочные известняки). Зарисовки с фотографий

по-видимому, можно рассматривать как текстуры нагрузки, возникшие в результате воздействия потока обломочного материала на полуконсолидированный осадок в момент его торможения.

Собственно конгломератобрекчи состоят из различных по форме, размеру и составу карбонатных обломков и илистого (микритового) карбонатного матрикса. Размер обломков, как уже отмечалось выше, изменяется от первых сантиметров до 2 м. В основании пачки отмечаются крупные глыбы, одна из которых представляет собой, крупную пластину тонкослоистых подстилающих известняков мощностью до 2,5 м и длиной более 7 м (см. рис.2). Подавляющее большинство обломков — это микрослоистые серые известняки — аналоги подстилающих карбонатных пород. Часто встречаются гальки темно-серых кристаллических известняков, среди которых выделяются обломки однородных и микрослоистых разновидностей. Довольно редко в составе обломков отмечаются светлые кристаллические известняки (микрослоистые и однородные), а также темно-серые "крупчатые". Нередко присутствуют гальки кремнисто-доломитистых известняков. Микроскопическое изучение обломков пород свидетельствует о значительной примеси доломита практически во всех образцах. В некоторых из них доломит преобладает. Распределение кальцита и доломита и их соотношение разнообразное. Часто в породе присутствует значительное количество кварца мелкоалевритовой размерности как обломочного, так и аутигенного происхождения. Редко отмечаются зерна полевого шпата. Преобладающие размеры гальки и обломков карбонатных пород в конгломератобрекчиях 5–30 см. Как правило, гальки удлиненной формы, угловатые или со сглаженными поверхностями, хотя отмечаются обломки изометричной формы. Довольно часто встречаются своеобразные "закрутыши" (рис.3) размером до 20–30 см, представленные сильно доломитовыми кремнистыми неяснослойчатыми известняками. Сортировка обломков практически отсутствует. В нижней части пачки значительно чаще отмечаются более крупные обломки, а также глыбы слоистых известняков размером до 2–3 м. Галька светлых доломитизированных известняков приурочена также к нижней части пачки. Матрикс конгломератобрекчий представлен частично перекристаллизованным и доломитизированным окремненным микритом с рассеянными в нем более мелкими интракластами.

В связи с процессами доломитизации и окремнения контуры инт-

ракластов становятся нечеткими и в шлифах они могут выглядеть в виде различных сгустков неправильной формы, в которых преобладает тот или иной минерал (кальцит, доломит, кварц). Мощность грубообломочного комплекса I5-I7 м.

Выше прослеживаются мелкообломочные известняки, которые по своим структурно-вещественным особенностям сходны с матриксом подстилающих конгломератобрекчий (см. рис.3, г). Очень редко в мелкообломочных известняках отмечаются более крупные обломки (иногда до I м) уплощенной формы и представленные микрогоризонтальнослоистыми известняками подстилающей пачки. Переход от конгломератобрекчий к мелкообломочным известнякам постепенный. Мощность около I5 м.

Выше в разрезе обнажаются еще две пачки обломочных известняков. Нижняя представлена светло-серыми интракластическими известняками (размер галек 5-7 см), которые постепенно переходят в известняки, где преобладают обломки размером 0,5-2 см. Мощность около I5 м. Вторая пачка обломочных пород на левом берегу представлена темно-серыми известняками с плоскими гальками размером 2-4 см (редко больше). В этой пачке, в отличие от конгломератобрекчий правого берега, присутствует значительно большее количество обломков (галек) светло-серых микрослоистых и однородных доломитистых известняков. Перекрывается эта пачка известняками серыми и темно-серыми, кристаллическими с прослоями мелко- и тонкоинтракластических известняков.

Интересной особенностью внутренней структуры грубообломочной толщи является то, что элементы её (ориентировка уплощенных крупных галек и поверхности наслоений?) довольно резко отличаются от параметров залегания ниже- и вышележащих слоистых пачек. Так, если толща слоистых известняков в этом разрезе залегает моноклинально с азимутом падения 60° и углом падения $45-50^{\circ}$, то плоскость, в которой расположены уплощенные обломки, падает на север, а угол падения её около 80° . Причем плоские удлиненные обломки имеют такую ориентировку главным образом в средней части пачки и практически отсутствуют в основании конгломератобрекчий, а также в мелкообломочных известняках. Суммируя вышеизложенные данные по грубообломочным отложениям сосновской свиты в разрезе скал Щеки, можно отметить следующие основные их особенности:

а) преобладание тонкой (илистой) массы, в которой "плавают" различные по форме и размерам обломки;

б) отсутствие существенной сортировки обломочного материала;
в) присутствие очень крупных глыб (до 7 м) в основании пачек, которые представляют собой фрагменты нижележащих карбонатных турбидитов;

г) хорошо выраженные текстуры нагрузки в подстилающих слоях, в виде крупных субсимметричных валов;

д) наличие различных подводно-оползневых текстур в виде "оплывин", "закрутышей" и др.;

е) пространственная связь их с карбонатными турбидитами.

Все эти признаки позволяют предположить, что эти образования представляют собой отложения карбонатных обломочных потоков, которые сформировались на палеосклоне и обладали огромной транспортирующей силой. Отмеченное выше несоответствие параметров залегания уплощенных обломков и плоскости напластования подстилающих и перекрывающих пачек могло возникнуть, по-нашему мнению, седиментационным путем, при движении и остановке обломочного потока в достаточно узком канале (каньоне), в результате притыкания отложившегося осадка к крутым бортам канала (каньона). Однако не исключена и постседиментационная (тектоническая) природа переориентировки плоских галек.

К северо-востоку от скал Щеки карбонатные обломочные известняки в составе основской свиты не так ярко представлены и выражены, как в вышеописанном разрезе. Так, выше устья р.Ненчаны отмечается лишь один горизонт плоскогалечных конгломератов мощностью до 1,5-2,0 м. Галька представлена угловатыми и полуокатанными фрагментами микрогоризонтальнослойчатых подстилающих известняков. Аналогичные прослои мощностью до 2,0-5,0 м отмечаются также выше с.Пит-Городок. В Каменской зоне (разрезы по рекам Ангаре и Иркинеевой) также присутствуют горизонты обломочных известняков, в которых состав обломков полностью идентичен вмещающим и подстилающим породам.

Для всех этих прослоев конгломератобрекчий и плоскогалечных конгломератов характерно отсутствие какой-либо ориентировки галек, а также практически полная несортированность обломочного материала, хотя в различных разрезах отмечается преобладающий диапазон обломков той или иной размерности.

Генетическая интерпретация

Результаты проведенных исследований в юго-восточной части Енисейского кряжа (Каменская и Горбилкокская зоны) свидетельствуют о достаточно широком распространении в сосновской свите отложений карбонатных обломочных потоков. Остановимся более подробно на некоторых особенностях их формирования.

Как уже отмечалось выше, подобные образования широко развиты на подводных склонах поднятий и являются хорошими индикаторами, свидетельствующими о переходе глубоководных бассейновых отложений к более мелководным карбонатным платформам (плато). Конгломератобрекчии и плоскогалечные конгломераты, развитые в бассейне р. Бол. Пит, сформировались в результате движения потоков с юго-восточного (и, вероятно, с восточного) направления. Следовательно, можно предположить, что в бассейне седиментации восточнее и юго-восточнее полосы развития склоновых отложений должна существовать карбонатная платформа (плато), с краевых зон которой происходил вынос карбонатного материала. Отложениями этой платформы являлись, по-видимому, аладинские карбонатные породы, которые в Каменской зоне слагают мощные (до 600 м) разрезы. Эта платформа (плато) протягивалась вдоль нижнего течения р. Ангары и далее от устья р. Каменки уходила в северо-восточном направлении в глубь Сибирской платформы. Край этой платформы пространственно совпадает с зоной глубинного разлома субширотного простирания.

Остановимся более детально на некоторых седиментологических особенностях свит Карточки и аладинской в восточных (ангарских) разрезах. Свита Карточки представлена здесь тонким переслаиванием глинистых и относительно чистых известняков. По ряду признаков: наличие тонкого переслаивания глинистых и более чистых известняков, нередко с постепенным переходом между собой, присутствие зернистых прослоев на месте чистых известняков, наличие продольных каналов течений, ориентированных в западном направлении и другие, можно рассматривать отложения свиты Карточки как глубоководные бассейновые, сформированные карбонатными низкоплотностными потоками (турбидитами), а также пелагитами. В верхней части свиты Карточки постепенно увеличивается мощность слоев известняков и в них появляются отдельные горизонты отложений карбонатных обломочных потоков, фиксирующих склоны карбонатной платформы.

Выше появляются доломиты аладьинской свиты, в которых отмечаются как относительно глубоководные (тонкослоистые породы), так и массивные мелководные, в том числе и с оолитоподобной структурой (разрезы на р.Ангаре, против пос.Манзя и выше р.Верх. Ослянка). Таким образом, вертикальный разрез свит Карточки и аладьинской в Каменской (восточной) зоне фиксирует постепенное изменение обстановок осадконакопления на карбонатном плато от его внешней (бассейновой) зоны, включая склон, к шельфовой мелководной. Тем самым можно предположить, что в рассматриваемой зоне, наряду с ростом (аккреций) карбонатной аладьинской платформы, происходило её постепенное выдвигание (проградация) и перекрытие более глубоководных отложений свиты Карточки (рис.4, а,б).

Ранее отмечалось, что в Горбилковской зоне (питские разрезы) отложения обломочных потоков приурочены, главным образом к верхней части сосновской свиты, а нижняя представлена в большинстве разрезов карбонатными турбидитами. Частично и выше горизонтов пастообразных потоков прослеживаются карбонатные турбидиты или темно-серые глинисто-карбонатные пелагические отложения. Все это свидетельствует о том, что источником карбонатного материала в этой зоне, наряду с местными склоновыми образованиями, являлась окраина уже существовавшей карбонатной платформы и сосновская свита большей частью синхронна аладьинской. Причем эти отложения связаны с разрушением собственно аладьинских карбонатных пород как в процессе её аккреции, так и после её развития в результате деструкции её краевых зон (рис.4,в; 5). О том, что после вертикальной аккреции карбонатной платформы происходила деструкция и обрушение её краевых зон в некоторых районах, может свидетельствовать то, что уже в одном из ближайших от ангарских разрезов аладьинской свиты (р.Каменка, 25 км от устья) отсутствует её верхняя часть, хотя нижележащие пачки четко коррелируются с нижними пачками ангарских разрезов. Этот факт вполне объясним срывом верхней части окраины карбонатной аладьинской платформы. На то, что потенциальным источником карбонатного материала пастообразных потоков могла служить окраина платформы указывает также петрографический состав обломков. В частности, в разрезе р.Бол. Пит (скалы Щеки), наряду с обломками вмещающих пород, встречаются фрагменты светло-серых и темно-серых, часто кремнистых и

Рис.4. Схема формирования карбонатных отложений сухопитской серии в юго-восточной части Енисейского кряжа: а - время Карточки, формирование бассейновых и склоновых карбонатных отложений; б - аладьинское время, аккреция и проградация карбонатной платформы; в - аладьинское время, деструкция краевых частей платформы и образование отложений потоков обломочного материала сосновской свиты. 1 - карбонатные породы преимущественно мелководные, 2 - склоновые и бассейновые турбидиты и пелагиты, 3 - глинисто-известковистые бассейновые отложения, 4 - отложения потоков обломочного материала

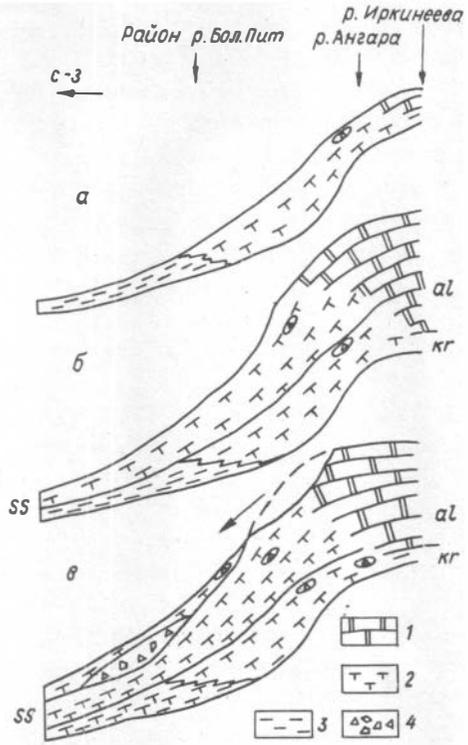
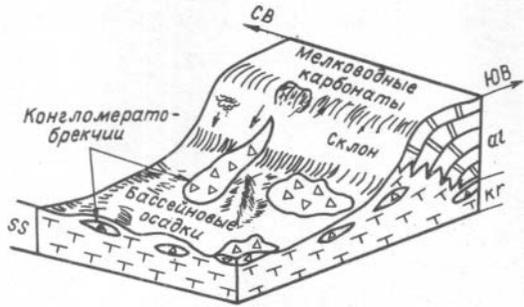


Рис.5. Схематическая объемная модель образования грубообломочных карбонатных отложений вв - сосновская свита; al - аладьинская свита; kr - свита Карточки



сильно доломитизированный известняков и известковых доломитов, которые имеют несомненное сходство с некоторыми слабо перекристаллизованными доломитами аладьинской свиты Каменской зоны.

В настоящее время отложения пастообразных потоков на этом стратиграфическом уровне известны также и в западной части Енисейского кряжа в пределах Каитъбинской зоны (см. статью С.В.Сараева в настоящем сборнике). Все эти факты, несомненно, свидетельствуют о достаточно широком развитии склоновых процессов в сосновское время на значительной территории кряжа.

* *
*

Установлено, что в сосновской свите Енисейского кряжа фиксируются отложения карбонатных обломочных потоков. Они образовались в нижней части склона, развитой восточнее аладьинской карбонатной платформы. В развитии карбонатной платформы выделяется две стадии: I – вертикальная аккреция и выдвигание её в сторону бассейна (проградация) в западном и северо-западном направлении; 2 – деструкция её краевых зон, сопровождающаяся образованием высокоплотных потоков обломочного материала.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о том, что в конце сухопитского времени на территории Енисейского кряжа палеорельеф осадочного бассейна был достаточно расчлененным, что обусловило широкое развитие склоновых процессов и привело к формированию отложений карбонатных обломочных потоков, а также карбонатных турбидитов.

Литература

ВОТАХ О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 138 с.

ПЕТРОВ В.П. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрогеохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 207 с.

ПОСТЕЛЬНИКОВ Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 71 с.

РИФЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1973. 208 с.

САГИТОВ Н.А. Докембрий Заангарья Енисейского кряжа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1962. 132 с.

СЕМИХАТОВ М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с.

ТРЕТЬЯКОВ А.В. Стратиграфия и литология осадочных толщ верхнего докембрия юго-восточной окраины Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1951.

COOK H.E., Mc DAUIEL P.M., MONUTJOY E.W., PRAY L.C. Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank. ("reef") margins. Alberta, Canada // Bull. of Canad. Petrol. Geol. 1972. Vol.20. P.439-497.

MOLLREATH J.A., JAMES N.P. Facies models 13. Carbonate slopes // Geosci. Canad. 1978. Vol.5, N 4. P.189-199.

READ J.F., PFEIL R.W. Fabrics of allochthonous reef block, shaly dolomite (Lower to Middle Cambrian), Virginia Appalachians // J. Sediment. Petrol. 1983. Vol.53, N 3. P.761-778.

ROBERTSON A.H.F. Upper Cretaceous Muti Formation: transition of a Mesozoic platform to a foreland basin in the Oman Mountains // Sedimentology. 1987. Vol.34, N 6. P.1123-1142.

В.А. Дымкин, Е.П. Акульшина, Г.М. Писарева

ЛИТОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
ВЕНДСКОГО АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ (бассейн р.Котуй)

Вендские отложения сравнительно широко распространены в западной части Анабарского поднятия и прослеживаются в бассейне р.Котуй примерно на 250 км. Надо отметить, что каждое обнажение в отдельности не дает полного представления о литологическом составе, так как многие интервалы бывают закрыты, поэтому для литологической характеристики были взяты сводные геологические разрезы. При их описании использовалась стратиграфическая схема,

разработанная В.В.Хоментовским и В.Р.Трофимовым (1980). В данном районе венду соответствует старореченская свита и немакит-далдинский горизонт, выделяемый в Западном Прианабарье (Кутейникова и др., 1973).

Литолого-стратиграфическая характеристика

Исходя из различий состава отложений, выделяются несколько типов разрезов. Рассмотрим только два из них: первый – в 8 км ниже устья р.Ортокуу, второй – в приустьевой части р.Котуйкан. Приводится описание первого разреза.

Старореченская свита залегает на подстилающих строматолитовых доломитах юсмастакской свиты без видимых следов размыва. По своему составу она может быть подразделена на две подсвиты – гипсоносную и доломитовую (см. рисунок, а). В свою очередь подсвита может быть подразделена на две пачки.

Первая пачка представлена переслаиванием доломитов, глинистых и гипсоносных доломитов и строматолитовых доломитов. Отмечаются линзы и прослой белых гипсов (0,25х1,0 м). Доломиты и глинистые доломиты обычно серые, темно-серые, светло-серые, плитчатые, тонкоплитчатые, реже толстоплитчатые, довольно часто кавернозные. Доломиты практически не изменены (0,01–0,02–0,04 мм), зерна их не имеют четких очертаний, многие обладают агрегатным строением. Наблюдаются гнезда и прослой, сложенные более крупнозернистым доломитом, отдельные прослой кавернозны. По краям каверн встречаются крупные кристаллы доломита (0,1–0,2 мм). В самой подошве пачки отмечается небольшой прослой линзовидной формы (0,15х3,2 м) окремненных микрофолитовых доломитов.

Глинистые доломиты встречаются, как правило, в виде тонких слоев. Нераскристаллизованное глинистое вещество распространено в породе неравномерно. Глинистые доломиты также практически не перекристаллизованы и обычно представлены крипто-микрoзернистыми разновидностями.

Гипсоносные доломиты обычно переслаиваются с глинистыми доломитами, образуя тонкие слойки, в которых гипс встречается в виде тонких прослоек, линзочек и гнезд. Доломит здесь микро-

тонкозернистый. В шлифах гипс бесцветный, наблюдается в виде тонкозернистых волокнистых и игольчатых агрегатов. Иногда гипсовые прослои бывают загрязнены нераскристаллизованным глинистым веществом, придающим ему буроватый цвет.

Строматолитовые доломиты серые, светло-серые плотные толсто-плитчатые, массивного облика породы. В шлифах это микроволнисто-линзовидно-слоистые породы. Слоистость за счет чередования более темных крипто-микрозернистых слоев со светлыми микротонкозернистыми.

Общая мощность первой пачки около 39 м.

Вторая пачка представлена переслаиванием доломитов, строматолитовых, микрофитолитовых и глинистых доломитов, аргиллитов.

Доломиты обычно серые, темно-серые со слабым коричневатым оттенком, плитчатые, реже толстоплитчатые. В шлифах доломиты, как правило, микрозернистые (0,004–0,006 мм), с редкими линзовидными прослоями, сложенными более крупнозернистыми разностями (0,045–0,09 мм). Изредка отмечается неясная слоистость, обусловленная выборочной перекристаллизацией, или неравномерным, послонным обогащением зернами рудных минералов (магнетит, реже пирит) в виде вкрапленности.

Строматолитовые доломиты и доломиты микрофитолитовые, серые, с коричневатым оттенком, массивные, тонкозернистые, нередко кавернозные. По простиранию эти доломиты переходят в обычные плитчатые. Мощность строматолитовых доломитов достигает 4,8 м. Так же как и у доломитов нижней пачки, здесь отмечается неясная волнистая слоистость, нередко затушеванная процессами перекристаллизации. Отдельные зерна доломита имеют более четкие очертания.

Микрофитолитовые доломиты по внешнему облику очень похожи на песчаные разности. Для отдельных прослоев характерна пористость. Часто в пределах слоя оолиты распределены равномерно и составляют 35–60 % объема породы и состоят обычно из крипто-микрозернистых индивидов доломита. Внутреннее строение их бывает концентрически-зональным, а в некоторых случаях на концентрически-зональное накладывается еще радиально-лучистое.

Глинистые доломиты темно-серые со слабым коричневатым оттенком, плитчатые и тонкоплитчатые, обладают отчетливой горизонтальной и волнистой слоистостью. Последняя обусловлена неравномерным распределением глинистого материала. Содержание глинисто-

го вещества колеблется от 5 до 20 %. Порода в основном сложена крипто-микрозернистыми индивидами доломита, в виде небольших участков наблюдаются тонко-микрозернистые разновидности, имеющие постепенные переходы с основной массой. В низах пачки встречаются тончайшие прослойки и мелкие гнездышки гипса, представленные игольчато-шестоватыми кристаллами.

Аргиллиты встречаются среди глинистых доломитов в виде тонких слоев от 3 до 20 см. Они серые, темно-серые, тонкоплитчатые до листоватых. Терригенная часть в них представлена неокатанными зернами кварца, реже обломками кремнистых пород.

В верхней части второй пачки наблюдаются небольшие прослои окремненных доломитов, изредка встречаются линзы и линзовидные прослои обломочных доломитов, где доломитовые обломки, представленные крипто-микрозернистыми разновидностями, сцементированы более крупнокристаллическими разновидностями.

Общая мощность старореченской свиты в этом разрезе 88 м.

По составу пород отложения немакит-далдынского горизонта могут быть подразделены на две пачки: терригенно-карбонатную и карбонатную.

Первая пачка мощностью 65 м имеет довольно пестрый состав. Базальные конгломераты немакит-далдынского горизонта залегают на размытую поверхность подстилающих образований, где иногда наблюдаются пологие "карманы". Конгломераты зеленовато-серого цвета, состоят из обломков округлой и полукруглой формы, представленных доломитами и глинистыми доломитами. Обломки распределены в породе неравномерно, размер их колеблется от долей сантиметра до 5 см. Цементом является глауконит-печаный доломит и глауконит-доломитистый песчаник. Мощность конгломератов 0,7 м.

Выше по разрезу идет переслаивание доломитов, глинистых доломитов, доломитов и известняков глинисто-алевритистых, известняков глинисто-доломитистых и доломитов глинисто-известковистых, известняков и кремнистых известняков.

Доломиты и глинистые доломиты серые, темно-серые с коричневатым оттенком, плитчатые и тонкоплитчатые, иногда косослоистые, микро-тонкозернистые. Очертания отдельных зерен довольно четкие. Отмечаются маломощные прослои обломочных известняков и доломитов, а также тонкие линзовидные прослои светло-серых кремней.

Доломиты и известняки глинисто-алееритистые весьма схожи по строению и условиям залегания и поэтому будут описываться вместе. Отличие состоит в количестве того или иного карбонатного компонента, т.е. доломита или калыцита. Породы эти серые, иногда с коричневатым оттенком, плитчатые, тонкоплитчатые до листоватых, микро-тонкозернистые и тонкозернистые. В отдельных слоях отмечается ясно выраженная тонкая слоистость. Встречаются прослои грубоплитчатых строматолитовых известняков, а также линзовидные прослои (0,1 м) обломочных известняков.

Известняки глинисто-доломитистые и доломиты глинисто-известковистые очень похожи на последние вышеописанные разновидности. Это светло-серые, тонкоплитчатые до листоватых, тонкозернистые породы. В виде небольших линз встречаются обломочные известняки. Различие этих двух типов пород заключается в преобладании того или иного карбонатного минерала.

Известняки и кремнистые известняки, как правило, серые, иногда коричневатые-серые с мелкобугристой поверхностью напластования, с комковато-сгустковой текстурой, микрозернистые. В них наблюдаются линзы (2x7; 3x10 см) серых и черных кремней, а также маломощные линзовидные прослои (до 25 см) обломочных известняков.

В разрезе встречаются также известняки доломитистые и доломиты известковистые, с различным количеством глинистого материала. Породы эти серые, коричневатые-серые крепкие, массивного облика, микрозернистые. Иногда встречаются тонкие прослои (5-7 см) органогенных известняков.

В самых верхах первой пачки в глинисто-алееритистых доломитах встречаются линзовидные прослои песчаных доломитов, которые содержат большое количество обломков сильно измененных эффузивов основного состава. Эта группа слоев является хорошим маркирующим горизонтом и прослеживается во многих разрезах.

Вторая пачка - карбонатная, имеет мощность 25 м, представлена известняками доломитистыми, известняками и органогенными известняками. Как видно из разреза, во второй пачке немакит-далдынского горизонта резко преобладают различные типы известняков.

По структурно-текстурным особенностям, внешнему виду, условиям залегания чистые разновидности известняков практически не отличаются от доломитистых известняков, что позволяет описы-

вать их вместе. Породы эти серые, светло-серые с зеленоватым оттенком массивного облика, изредка волнисто-слоистые. Структура в основном тонкозернистая, хотя наблюдаются небольшие участки микро-, мелко- и среднезернистой размерности. В некоторых прослоях в виде терригенной примеси встречается кварц, содержание которого достигает 10-12 %, но обычно бывает 1-3 %.

Известняки органогенные, выделяемые как кориловская пачка, серые, коричневато-серые, зеленовато-серые, пятнистые, массивного облика, иногда плитчатые, разномзернистые, образуют крупные биогермы (1-2 м в высоту и 3-4 м в поперечнике). По простиранию нередко переходят в плитчатые глинистые известняки.

Второй тип разреза расположен на правом берегу р.Котуйкан в приустьевой части (см. рисунок, б). Здесь вскрываются самые верхи старореченской свиты мощностью 13,6 м. Отложения свиты представлены доломитами, переслаивающимися с глинистыми доломитами и строматолитовыми доломитами.

Строматолитовые доломиты серые, темно-серые, крепкие, с неровной бугристой поверхностью напластования. Биогермы образуют купола высотой 15-20 см и в поперечнике 45-60 см, иногда до 1,0 м. В нижней части слоя строматолитовые доломиты, как правило, не имеют рисунка, отдельность скорлупчатая. По простиранию строматолитовые доломиты часто переходят в плитчатые. Практически повсеместно встречаются линзы (5 x 30; 7 x 45 см) и линзовидные прослои черных кремней. Отмечаются незначительные по мощности (0,15-0,2 м) прослои глинистых доломитов серых, тонкоплитчатых до листоватых. В шлифах видно неясную слоистость за счет чередования слоев, выполненных микрозернистым и тонкозернистым доломитом. Ограничения зерен неясные, часто отмечается агрегатное строение.

Доломиты и глинистые доломиты серые, плитчатые, прослоями кавернозные. При микроскопическом изучении видно, что доломиты и их глинистые разновидности представлены преимущественно микро-тонкозернистыми индивидами. Глинистое вещество обычно наблюдается в незначительных количествах (8-12 %) и распределено в породе неравномерно. Там, где глинистого вещества в породе больше, доломит обычно бывает криптозернистой размерности.

Немакит-далдынский горизонт вскрыт здесь практически в полном объеме и имеет мощность 85 м. По составу пород подразделяется на две пачки: терригенно-карбонатную и карбонатную.

Первая пачка мощностью 6I м имеет довольно пестрый состав. В основании залегают конгломераты зеленовато-серые, состоят из окатанных, реже полукатанных обломков, представленных доломитами и кремнистыми доломитами. В породе обломки распространены сравнительно равномерно, размер их варьирует от долей сантиметра до 5-15 см. Цементом служит глауконит-алевритовый материал. Мощность слоя 0,3 м.

Выше по разрезу идет переслаивание алевролитов, доломитов, глинистых доломитов и известняков, известняков, доломитов известковистых и известняков доломитистых.

Алевролиты глауконит-кварц-полевошпатового состава, зеленоватые, серые, тонкоплитчатые, косослоистые. Обломки обычно полукатанные.

Доломиты, глинистые доломиты и глинистые известняки по своему внешнему облику и условиям залегания очень схожи, поэтому описываться будут вместе. Обычно эти породы серые с красноватым или коричневатым оттенком, реже зеленоватые, толстоплитчатые, плитчатые и тонкоплитчатые, тонкослоистые, тонкозернистые и тонко-микрзернистые. В них отмечаются прослои кремней, кремнистых доломитов и обломочных известняков коричневатого-серого цвета.

Доломиты известковистые и известняки доломитистые также схожи. Обычно это серые или темно-серые породы, плитчатые, тонкоплитчатые до листоватых, косослоистые, тонко- или микрзернистые. Встречаются маломощные линзовидные прослои (10-30 см) обломочных известняков. Различаются эти породы только по содержанию того или иного карбонатного компонента.

Вторая пачка, существенно карбонатная, имеет мощность 24 м. Здесь резко преобладают известняки, составляя практически 90 % объема пород пачки.

Известняки серые, светло-серые, коричневатые-серые в верхней части зеленовато-серые и пятнистые, массивные, толстоплитчатые, плитчатые, обычно микро- тонкозернистые. В самых верхах пачки залегают органогенные известняки, иногда доломитистые известняки массивного облика (кориловская пачка). В этих породах встречаются биогермоподобные образования, по простиранию часто переходящие в обычные плитчатые и грубоплитчатые известняки. В этих известняках повсеместно отмечаются многочисленные остатки водорослей. Среди известняков залегает слой доломитов известковистых и

глинистых доломитов. Породы эти светло-серого цвета, плитчатые, тонкоплитчатые, микро-тонкозернистые.

Состав глинистого вещества

При изучении карбонатных пород венда бассейна р.Котуй детально исследовалось их глинистое вещество. Далее приводятся минералогическая и химическая характеристики глинистого вещества карбонатных пород разрезов, описанных в предыдущем разделе В.А.Дымкиным и Н.П.Мешковой и др. (1976). Использование аналитических материалов по большему числу разрезов делает более обоснованным вывод об условиях образования карбонатных пород венда бассейна р.Котуй.

Глинистое вещество гипсоносной пачки старореченской свиты, представленной переслаиванием глинистых, алевритистых доломитов и доломитов с гипсами, состоит из гидрослюда, монтмориллонита, значительных количеств серпентина и талька. В пределах пачки зрелость глинистого вещества понижается от очень высокой в ее основании до низкой - в верхней части. В гипсоносно-доломитовой пачке (которая сложена доломитами с прослоями глинистых доломитов), глинистое вещество состоит из гидрослюда и монтмориллонита, в ее пределах зрелость глинистого вещества возрастает снизу вверх. В верхней доломитовой подсвите глинистое вещество имеет небольшую зрелость и представлено гидрослюдой с каолинитом. Химический состав глинистого вещества старореченской свиты тоже различен в трех ее частях. Нижняя часть характеризуется наиболее низким содержанием окислов алюминия и калия и более высоким кремния и магния (табл.1). Вверх по разрезу возрастает содержание Al, Ti, Fe, K, Na, убывает - Si и Mg. Для большей части малых элементов их среднее содержание в нижней части свиты низкое, вверх по разрезу оно возрастает, но остается более низким, чем в глинах и глинистых сланцах. Исключением является медь, содержание которой наибольшее в низах свиты (табл.2).

Пределы колебания содержания малых элементов в низах старореченской свиты равны (г/т): для V 110-260, Ti 100-430, V 50-430, Cr 10-II, Mn 50-60, Co 24-31, Ni 10-II, Cu 10-230, Zn 10-62, Ga 10-II, Sr 10-II, Zr 10-54, Ba 10-80, Pb I-5. Для

Таблица 1

Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества
отложений венда Анабарского поднятия, %

Свита, подсвита горизонт	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O
р.Котуй										
Манькайская	64,3	19,5	1,25	0,09	3,35	0,86	4,00	5,58	0,16	0,07
Немакит-далдынский	69,4	14,8	1,19	0,06	3,35	0,80	4,00	4,33	0,21	0,05
Старореченская										
верх	55,0	23,4	1,25	0,06	3,60	0,77	6,15	5,92	0,17	0,08
середина	65,0	15,0	1,35	0,07	5,43	0,51	4,66	4,59	0,14	0,09
низ	72,3	2,3	0,17	0,06	17,51	0,58	1,37	0,22	0,06	0,01
Реки Котуйкан, Фомич и Рассоха, гора Одхинча										
Эмяксинская	65,3	15,2	1,28	0,06	1,53	0,60	3,23	7,89	0,19	0,04
Манькайская	64,1	15,6	1,12	0,06	1,93	0,90	4,19	6,71	0,24	0,04
Немакит-далдынский	78,0	10,1	0,91	0,05	1,05	0,49	2,33	3,85	0,42	0,03
Старореченская	65,0	16,2	0,96	0,06	2,21	0,53	2,88	6,58	0,12	0,05

Таблица 2

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе отложений
венда Анабарского поднятия, г/т

Свита, подсвита горизонт	V	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
р.Котуй														
Манькайская	250	4100	90	105	105	7	33	17	-	16	95	130	500	6
Немакит-далдынский	300	1565	57	32	40	14	15	20	10	15	15	36	38	3
Старореченская														
верх	270	2700	58	74	51	11	43	16	24	21	45	65	63	7
середина	69	3000	53	75	59	8	33	23	26	7	45	68	317	6
низ	28	160	14	9	50	2	9	90	16	1	9	29	21	4
Реки Котуйкан, Фомич и Рассоха, гора Одхинча														
Эмяксинская	230	3410	94	93	104	6	24	20	-	13	80	139	293	7
Манькайская	220	5220	99	84	104	6	24	27	-	21	236	286	264	11
Немакит-далдынский	113	2660	57	73	74	5	21	28	-	7	266	167	204	10
Старореченская	470	2026	65	50	38	8	20	21	309	8	140	73	61	30

средней части старореченской свиты характерны более высокие относительно нижней пределы содержания малых элементов (г/т): в 40-160, Ti 700-6400, V 10-110, Cr 10-160, Mn 10-130, Co 1-66, Ni 10-60, Cu 10-100, Zn 10-120, Ga 1-15, Sr 10-400, Zr 10-96, Ba 10-1000, Pb 1-22. Верхняя часть старореченской свиты имеет пределы колебания (г/т): в 68-900, Ti 960-4600, V 25-130, Cr 42-120, Mn 10-70, Co 9-45, Ni 10-120, Cu 8-25, Zn 10-42, Ga 6-78, Sr 10-170, Zr 26-98, Ba 22-130, Pb 1-33.

При низких средних содержаниях рудных элементов в глинистом веществе старореченской свиты, в ее основании в глинистых и алевритистых доломитах содержится (г/т): Cu 200-400, Zn - 50-180, Pb - 25-30. Выше по разрезу в глинистых, строматолитовых и конгломератовидных доломитах с сульфидной минерализацией глинистое вещество содержит (г/т): 250 Cu, 60 Zn, 30 Pb. В кровле старореченской свиты в бассейне рек Котуй, Котуйкан, Рассоха, в районе горы Одихинча в доломитах и глинистых доломитах - 100-500 г/т Cu, 400 г/т Zn, 20-48 г/т Pb. Таким образом, в старореченской свите выявляется три стратиграфических уровня с повышенным содержанием рудных элементов в глинистом веществе.

В нижней части немакит-далдынского горизонта, сложенной песчанистыми и глинистыми доломитами, чередующимися с песчанистыми алевролитами и известковистыми доломитами, глинистое вещество состоит из гидрослюда и хлорита. В средней его части присутствуют гидрослюда, хлорит и монтмориллонит; в верхней части, представленной известняками и доломитистыми известняками, в составе глинистого вещества имеется гидрослюда и хлорит. Снизу вверх по разрезу горизонта зрелость глинистого вещества возрастает. Среднее содержание минералообразующих элементов глинистого вещества немакит-далдынского горизонта соответствует его минеральному составу (см. табл.1). Среднее по свите содержание малых элементов ниже, чем в глинах и глинистых сланцах за исключением бора (см. табл.2). Пределы колебания содержания малых элементов равны (г/т): в 230-370, Ti 830-2400, V 40-79, Cr 10-54, Mn 12-71, Co 14-16, Ni 9-23, Cu 12-370, Zn 20-50, Ba 26-50, Pb 3-30. При этом в разрезе горизонта свиты имеется три уровня со значительной концентрацией малых элементов в глинистом веществе. В основании содержится 90-300 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхах терригенно-карбонатной пачки 180-250 г/т меди, 10 г/т свинца, в верхней

части карбонатной пачки 120–350 г/т меди, 40 г/т цинка, 18 г/т свинца.

Устькотуйканская свита (~ 220 м), перекрывающая доломиты старореченской, юсмастахской свиты и мукунской серии, по данным Н.П.Мешковой с коллегами (1976), в бассейне р.Котуй разделяется на манькайскую и эмяксинскую свиты, в составе первой выделяется немакит-далдынский горизонт. Манькайская свита, наиболее полно представленная в районе порога Корил-Уоран, в нижней части (немакит-далдынский горизонт) сложена чередующимися аргиллитами, алевролитами с прослоями доломитов и известняков. В некоторых разрезах в основании манькайской свиты имеются базальные конгломераты. В восточном направлении мощность нижнеманькайской подсвиты сокращается, в районе рек Фомич, Рассоха она полностью выклинивается. Верхнеманькайская подсвита, имеющая почти постоянную мощность, состоит из известняков и доломитов с прослоями алевролитов и аргиллитов. В ней прослеживаются два мощных пласта доломитов известковистых и доломитов с прослоями алевролитов и аргиллитов, а также два мощных пласта доломитов известковистых, разделенных пачкой глинистых и песчаных известняков. Верхний из этих пластов содержит водорослевые биогермы и называется корилской пачкой. В основании верхней подсвиты залегает базальный слой грубозернистого песчаника. В районе р.Рассоха верхнеманькайская подсвита по литологическим признакам не отличается от нижних горизонтов вышележащей эмяксинской свиты, сложенных глинистыми известняками и аргиллитами. Кроме того, эмяксинская свита представлена известняками глинистыми, известняками желваковыми с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Глинистое вещество в основании манькайской свиты состоит из гидрослюда и каолинита, последний иногда преобладает, выше по разрезу нижнеманькайской подсвиты глинистое вещество глинистых известняков, аргиллитов и алевролитов состоит из гидрослюда. В верхнеманькайской подсвите имеется гидрослюда и смешанослойные образования. В глинистых и желваковых известняках эмяксинской свиты главным компонентом глинистого вещества является гидрослюда, второстепенным – хлорит. Химический состав глинистого вещества манькайской свиты в среднем соответствует минеральному (см. табл. I). Присутствие каолинита в основании свиты отражается в повышении содержания алюминия. Среднее содержание малых эле-

ментов в глинистом веществе понижено относительно глин и глинистых сланцев, за исключением бора (см. табл.2).

Пределы колебания содержания малых элементов равны (г/т): В 100-440, Ti 500-6000, V 37-140, Cr 18-180, Mn 70-200, Co 1-80, Ni 10-50, Cu 10-60, Ga 10-32, Sr 80-350, Zr 110-450, Ba 100-500, Pb 4-27. В разрезе свиты имеются уровни с повышенным содержанием малых элементов в глинистом веществе, в которых содержание V, Cr и Mn достигает 100-180 г/т, Cu 60 г/т, Pb 27 г/т. В основании манькайской свиты глинистое вещество содержит 40-80 г/т меди, 8-22 г/т свинца. Следующий уровень повышенного содержания рудных элементов отмечается примерно в кровле нижнеманькайской или в основании верхнеманькайской подсвит, где в глинистом веществе содержится 60 г/т меди и 25 г/т свинца. В глинистом веществе пород на уровне корилской пачки снова возрастает содержание меди до 50-60 г/т, свинца до 16-25 г/т. Выше корилской пачки примерно на 50 м, по р.Котуй в глинистом веществе желваковых известняков содержится 60 г/т меди, 25 г/т свинца. Следовательно, в рассматриваемых отложениях манькайской и змяксинской свит прослеживаются четыре уровня повышенного содержания меди и свинца*, приуроченных: 1) к основанию манькайской свиты, 2) к рубежу нижне- и верхнеманькайской подсвит, 3) к уровню корилской пачки, 4) и наконец, выше корилской пачки примерно на 50 м.

Условия осадконакопления

Литолого-петрографические особенности алевроитистых доломитов старореченской свиты свидетельствуют об их нормальном отложении, однако последнее часто прерывалось размывом и переотложением осадков. Алевролиты этой свиты образовались в беспокойной обстановке осадконакопления, что определяется, как уже отмечалось, выклиниванием и смятием одних слоев другими.

Сравнивая разрезы, изученные Злобиным М.Н. и Кабаньковым В.Я. по р.Котуйкан, с описанными нами, можно отметить некоторые отличия в составе слагающих старореченскую свиту и немакит-

* Содержание цинка не определялось.

далдынский горизонт пород, а также фациальных обстановок, в которых образовались эти отложения.

В вендское время, отвечающее формированию отложений старореченской свиты и немакит-далдынского горизонта, наметились существенные различия в характере бассейна для этих регионов. В Котуйканском районе изменение солевого состава вод бассейна произошло где-то в середине вендского времени, в Котуйском регионе - в самом начале венда. По сравнению с верхнепротерозойским временем (юсмастахская свита), в развитии водорослей произошел резкий спад, оолитовые и строматолитовые образования в этих отложениях встречаются редко и только в виде маломощных пластов. Для низов старореченской свиты характерно наличие гипсов. Отсюда можно сделать вывод о мелководном характере бассейна и изменении солевого режима в сторону увеличения солености. Отсутствие брекчий взламывания, следов оползания осадка указывает на низкую динамику среды. В верхневендское время в Котуйском районе отложение гипсов прекратилось, шло отложение карбонатов с примесью терригенно-глинистого материала, строматолитовые образования наблюдаются только в самых верхах немакит-далдынского горизонта. Вероятно, в Котуйском районе в середине вендского времени в результате локальных тектонических движений произошла регрессия моря. Этим объясняется повышенное содержание терригенно-глинистого материала в нижней части немакит-далдынского горизонта. На протяжении венда бассейн оставался мелководным, а характер карбонатонакопления прежним.

Применение метода параметрического описания глинистого вещества (Акульшина, 1973) показывает, что интенсивность химического выветривания в течение всего старореченского времени нарастала. Этот процесс представляется в виде единого цикла высокого порядка, на фоне которого развивались три цикла меньшего порядка, в каждом из них интенсивность химического выветривания в начале понижалась, доходила до своего минимума, затем повышалась и достигала максимума. В самом начале старореченского времени понижение интенсивности химического выветривания было наиболее значительным, и в дальнейшем каждое последующее снижение останавливалось на более высоком уровне. И наоборот - повышение интенсивности химического выветривания в начале старореченского времени было менее значительным относительно двух последующих периодов, максимальная интенсивность приурочена к концу этого време-

ни. Климат области водосбора в раннестарореченское время был семиаридным, аридным. В среднестарореченское время проявилась некоторая тенденция гумидизации, сменявшаяся аридизацией климата, которая в позднестарореченское время была выражена слабее относительно раннестарореченского. В целом, в течение всего старореченского времени аридность климата ослабевала (см. рисунок, а, б). От начала до конца старореченского времени существовала тенденция регрессивного развития бассейна седиментации. На фоне этого медленно развивающегося процесса выделяются три этапа, характеризующиеся разными условиями осадконакопления. В раннестарореченское время преобладала тенденция регрессивного развития, среднестарореченское время характеризовалось относительной стабилизацией морских условий осадконакопления. Тенденция регрессивного развития сохранилась в середине старореченского времени, но развитие ее было наиболее слабым. В позднестарореченское время резко усилилась регрессия бассейна, на фоне которой происходили кратковременные трансгрессии меньшего порядка.

Как уже отмечалось, в старореченской свите имеется три стратиграфических уровня с высоким содержанием рудных элементов. Первый из них расположен в основании старореченской свиты в глинистых алевритистых доломитах; второй – выше по разрезу в глинистых доломитах, строматолитовых доломитах и конгломератовидных с сульфидной минерализацией; третий – в кровле старореченской свиты в доломитах и глинистых доломитах. Нижний стратиграфический уровень высокой концентрации рудных элементов, в котором преобладающим компонентом является медь, приурочен к горизонтам, образовавшимся при интенсивном химическом выветривании, при начале регрессии бассейна и резкой аридизации климата. Средний уровень коррелируется с максимумом интенсивности химического выветривания (в конце второго цикла меньшего порядка), с переходом от аридного к гумидному климату и со стабильными морскими условиями в бассейне седиментации, но при слабой тенденции регрессии. Третий уровень концентрации рудных элементов, в котором свинец и цинк составляют значительную долю, соответствует максимуму интенсивности химического выветривания и в конце старореченского времени – трансгрессивному режиму бассейна (на фоне регрессии) и смене гумидного климата на аридный.

В пределах немакит-далдынского горизонта также имеется три стратиграфических уровня концентрации рудных элементов. Первый располагается в основании, второй – примерно в его средней части и третий – в верхах, на уровне корилской пачки. Верхний уровень относительно двух нижних имеет более широкий диапазон распространения по вертикальному разрезу.

Интенсивность химического выветривания в течение немакит-далдынского времени возрастала (см. рисунок, а,б). Единный цикл усиления интенсивности химического выветривания составляют три цикла меньшего порядка, границы которых совпадают с изменениями в литологическом составе пород. Строение циклов развития интенсивности химического выветривания и соотношение составляющих циклов меньшего порядка в пределах старореченской свиты и немакит-далдынского горизонта аналогичны. Различие между немакит-далдыньским и старореченским циклами заключается в разных тенденциях изменения климата на водосборной суше и режима бассейна седиментации. В немакит-далдыньское время существовала тенденция гумидизации климата и лишь в конце его проявилась аридизация, развитие бассейна седиментации было трансгрессивным. На фоне общей трансгрессии происходила смена режимов, так интенсивная трансгрессия раннемакит-далдыньского времени сменилась регрессией среднемакит-далдыньского времени, во второй половине немакит-далдыньского времени (момент образования верхней подсвиты) развитие бассейна опять было трансгрессивным и достигало максимума к моменту образования корилской пачки.

Нижний уровень концентрации рудных элементов соответствует высокой зрелости глинистого вещества, моменту незначительной регрессии на фоне раннемакит-далдыньской значительной трансгрессии бассейна и смене аридного климата на гумидный в области водосбора. Средний уровень концентрации рудных элементов коррелируется с концом второго цикла усиления химического выветривания с максимумом развития трансгрессии и началом развития регрессии в середине немакит-далдыньского времени. Верхний уровень приурочен к концу третьего цикла усиления интенсивности химического выветривания, к максимуму трансгрессии и началу регрессии позднемакит-далдыньского времени. Этому моменту соответствует смена гумидного климата на аридный.

Изменение интенсивности химического выветривания в течение

устькотуйканского (манькайское+эмяксинское) времени имеет характер цикличного процесса (см. рисунок, а, б). Первый цикл охватывает раннеманькайское время, в котором интенсивность химического выветривания в самом начале была высокой, затем резко снизилась. Оставаясь низкой и средней в середине этого времени, также резко повысилась в конце его. Второй цикл соответствует позднеманькайскому времени, в течение которого происходит понижение, относительная стабилизация и некоторое повышение интенсивности химического выветривания. Интенсивность химического выветривания в средней части раннеманькайского времени была слабее таковой в позднеманькайское время. Начало третьего цикла приурочено к раннеэмяксинскому времени, в котором происходит понижение интенсивности химического выветривания. После некоторой стабилизации, охватывающей примерно середину эмяксинского времени, к концу его начинается процесс усиления химического выветривания. Изменение климата в области водосборов в течение манькайского и эмяксинского времени имело тенденцию гумидизации. Относительная аридизация климата происходила в самом начале раннеманькайского, на рубеже ранне- и позднеманькайского времени. Позднеманькайское время относительно эмяксинского характеризуется некоторой аридизацией климата, поэтому на рубеже манькайского и эмяксинского времени была смена климатических условий. В манькайское и эмяксинское (устькотуйканское) время общее развитие бассейна седиментации было трансгрессивным. Самое начало раннеманькайской трансгрессии осложнилось наложенной трансгрессией и регрессией меньшего порядка. Своего максимума раннеманькайская трансгрессия достигла в середине манькайского времени, которому соответствует максимум интенсивности химического выветривания и смена гумидного климата семиаридным. В позднеманькайское время проявилась тенденция регрессивного развития бассейна, в эмяксинское время развивалась трансгрессия. Таким образом, выделяется три этапа в развитии режима бассейна седиментации. Первый этап трансгрессивный с осложнениями в самом начале, второй характеризуется тенденцией регрессии и третий - трансгрессивный. На втором этапе менялся только знак развития бассейна, но морские условия сохранялись. По палеонтологическим данным это время является переходным от венда к кембрию (Мешкова и др., 1976).

Выделенные четыре стратиграфических уровня - концентрации

рудных элементов в устькотуйканской свите характеризуются определенными условиями осадконакопления. Нижний уровень концентрации рудных элементов в глинистом веществе соответствует интенсивному химическому выветриванию, смене трансгрессии на регрессию и относительной аридизации климата. Второй уровень обогащения глинистого вещества медью и свинцом приурочен к максимуму интенсивности выветривания, максимуму трансгрессии и началу регрессии и относительной аридизации климата на рубеже ранне- и позднеманькайского времени. Третий уровень коррелируется с корилской пачкой, образовавшейся на рубеже второго и третьего циклов осадконакопления. Четвертый уровень находится в верхней части змяксинской свиты, образование которой происходило при интенсивном химическом выветривании, гумидном климате на водосборной суше и трансгрессии бассейна седиментации. Змяксинский уровень относится к кембрийским образованиям, его описание приводится здесь, чтобы показать непрерывность процесса осадконакопления в этом районе.

Литература

АКУЛЫШИНА Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин.наук. Новосибирск, 1973. 59 с.

ДЫМКИН В.А. Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений западного склона Анабарского поднятия // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980. С.53-72.

КУТЕЙНИКОВА Н.С., КУТЕЙНИКОВ Е.С., ВОРОНОВА Л.Г. и др. Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива // Проблемы палеонтологии и стратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973. С.215-220.

МЕШКОВА Н.П., НИКОЛАЕВА И.В., КУЛИКОВ Ю.П. и др. Стратиграфия и литология пограничных отложений докембрия и кембрия севера Анабарского поднятия // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия. Новосибирск, 1976. С.3-22.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ТРОФИМОВ В.Р. Венд Западного Прианабарья

// Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, 1980. С.3-30.

Г.И.Любушко, В.И.Мельничук

О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

ДРЕВНЕГО МОРСКОГО КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ

(экспериментальные исследования и моделирование на ЭВМ)

Состав древних биогенных и хемогенных отложений, а также композиция газов и растворов во включениях (Казанский и др., 1969) свидетельствуют о непостоянстве физико-химических условий в Мировом океане. Это предположение можно проверить экспериментальными исследованиями и моделированием на ЭВМ, применение которых дает возможность определить варианты изменений физико-химических параметров породообразующих минералов в морских обстановках, в том числе и карбонатов.

Предлагаемая работа представляет собой попытку реконструировать физико-химические условия древнего карбонатакопления путем сопоставления результатов термодинамического моделирования с данными экспериментальных исследований (Казанский, Любушко, 1980).

Использование современных методов равновесной термодинамики (Казьмин и др., 1975; Карпов, 1981; Шваров, 1976, 1981) предполагает мгновенный переход к равновесному состоянию и не допускает существования пересыщенных растворов и метастабильных твердых фаз. С другой стороны, в лабораторных условиях исследователи вынуждены создавать высокие пересыщения с тем, чтобы получать осадок в разумные сроки, в то время как в морской воде осаждение карбонатов в условиях небольшого (трех-, пятикратного) пересыщения может идти десятки тысяч лет (Rytkowicz, 1965).

Это означает, что не следует добиваться совпадения результатов расчетов и экспериментов, так как они и не должны совпадать. Расчет и эксперимент дают скорее "вилку" параметров древнего карбонатакопления.

Одним из важных вопросов использования эксперимента и моделирования является методика их переноса на природные объекты. Здесь имеется ряд допущений, обусловленных особенностями различных как природных условий (скорость реакции, участие биоса и т.д.), так и создаваемых при моделировании.

Учитывая опыт, проводившихся в этой области работ (Казанский и др., 1972; Казанский, 1975; Ohde, Kitano, 1978), разработана методика эксперимента. В данном сообщении приводятся результаты изучения влияния на процесс карбонатообразования только некоторых из известных факторов.

Методика эксперимента заключалась:

а) в использовании раствора хлористых солей натрия, магния и кальция;

б) в исследовании процесса карбонатообразования в широком диапазоне значений Mg/Ca в растворе.

Исходный раствор готовился из $NaCl$, $MgCl_2$ и $CaCl_2$ в таких соотношениях, чтобы хлористость полученного раствора была равна или близка 19 г/л. Опыты проводились при комнатной температуре и атмосферном давлении. Растворы контактировали с кислородом и CO_2 воздуха, т.е. система была открыта к атмосфере. Процесс карбонатообразования был исследован в диапазоне отношений Mg/Ca в исходном растворе от 0,96 до 11,7 (мол.отн.) (табл. I, рисунок). Значение карбонатной щелочности оставалось постоянным и составляло 37,5 ммоль/л.

Порядок проведения опытов следующий: в исходный раствор приливался осадитель - Na_2CO_3 . Перемешивание осуществлялось магнитной мешалкой. В начале и в конце осаждения делались замеры pH. По окончании опыта жидкая и твердая фазы разделялись центрифугированием, осадок отмывался дистиллированной водой и анализировался. Рентгенографический анализ выполнен на дифрактометре Дрон-2, термический - на дериватографе ОД-102. Определение Na^+ проводилось атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре "Сатурн"*. Анализ кальция и магния в жидкой и твердой фазах проводился трилометрическим методом (Гулецкая и др., 1977).

В таблице I приведены результаты осаждения карбонатов из хлоридно-карбонатных растворов с отношением Mg/Ca от 0,96 до

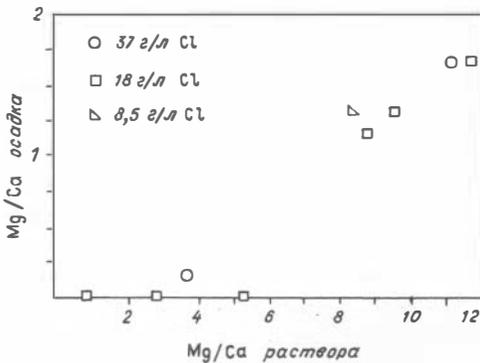
* Анализы выполнены в Отделе физических и химических методов анализа ИГиГ СО АН СССР

Таблица I

Зависимость Mg/Ca карбонатного осадка
от Mg/Ca исходного раствора

Номер опыта	Концентрация компонентов в исходном растворе, моль/л				Осадок		рН осаднения	
	Mg/Ca	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg/Ca	состав	начальный	конечный
6	0,96	0,0670	0,0864	0,0898	0	К, А	7,25	8,3
2	2,8	0,1395	0,1177	0,0427	0	А	6,67	8,75
3	3,6	0,1074	0,1522	0,0424	0,16	А	6,3	8,3
12	5,3	0,0769	0,1712	0,0319	0	МГК, А	6,8	9,8
5	8,8	0,0953	0,1679	0,0190	1,15	Ам, МГК	6,6	9,35
4	9,6	0,0953	0,2058	0,0214	1,3	Ам, МГК	6,44	9,35
7	11,7	0,0956	0,1868	0,0160	1,65	Ам, МГК	7,0	9,6
14	8,4	0,0507	0,0881	0,0105	1,3	Ам, МГК	6,4	9,85
13	11,1	0,2001	0,3526	0,0319	1,65	Ам, МГК	6,75	9,35

Примечание. А - арагонит, Ам - аморфная фаза, МГК - моногидро-кальцит, К - кальцит.



Зависимость отношений
Mg/Ca осадка и раствора

11,7. Установлено, что осадки, полученные при $Mg/Ca < 8,8$, хорошо окристаллизованы и состоят из кальцита и (или) арагонита. При отношении $Mg/Ca > 8,8$ карбонатные осадки содержат много рентгеноаморфной фазы и моногидрокальцит. Разбавление исходного раствора ($Mg/Ca = 8,8$) в 2 раза не отразилось на составе осадка и

Mg/Ca в нем. Влияние введенного в раствор
0.

едуемый раствор представляет собой много-
в которой, кроме ионов Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- ,
могут находиться ионные пары MgHCO_3^+ , CaHCO_3^+ ,
 CO_3^{0-} , NaCO_3^- , MgSO_4^0 , CaSO_4^0 , NaSO_4^- , MgOH^+ ,
творенный газ - CO_2^0 . Предполагается, что м-
твердые растворы: CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.
ектное исследование подобных многокомпонент-
методом физико-химического моделирования на-
граммы "Селектор" (Казьмин и др., 1976)
и "Гиббс" (Карпов, 1981; Шваров, 1976).

д основан на определении равновесного фазов-
состава жидкой, газообразной и твердых фаз
звободной энергии всей мультисистемы (Карпов
ловий и общего химического состава задаетс-
з и составляющих их компонентов, которые мог-
новесии друг с другом. Какие именно фазы и
менты и в каких количествах из этой совокуп-
лять равновесный состав, определяется в про-
уферные смеси в таком случае не фиксируются
ся (Карпов, 1981).

ервой серии расчетов были заложены в качест-
рала твердой фазы: кальцит, магнезит и долом-
тов моделирования с использованием программы
1976), приведенных в таблице 2, показал, ч-
тинного равновесия для $t = 25^\circ\text{C}$ в закрытой
чаях в осадке должен образовываться доломит
ия доломита составляет $\sim 25\%$, что говорит
ературной зависимости. Тот же состав осадка
i к атмосферному CO_2 системе ($P_{\text{CO}_2} = 10^{-3,5}$
гить понижение pH с 8,4 до 7,6-7,7 при перех-
геме.

ким образом, эти результаты дают основание и
намической возможности образования доломита
тных растворов, содержащих главные компонент
данные проведенных лабораторных исследований
и времени (из

Таблица 2

Состав карбонатного осадка в зависимости от состояния системы
и минерального состава твердой фазы $t = 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Система	Твердая фаза	Номер опыта	Mg/Ca раст-вора	Равновесные концентрации компонентов, моль/л								Состав осадка, %	
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	MgCO ₃ ^o	Ca ²⁺ ·Mg ²⁺ ·CO ₃ ²⁻	pH	Σ Саг	Кальцит	Доломит
Закрытая	Кальцит-магнезит-доломит	6	0,96	0,08045	0,07703	6,1555·10 ⁻⁷	2,2722·10 ⁻⁵	3,7586·10 ⁻⁶	2,3480·10 ⁻¹⁵	8,4	4,8674·10 ⁻⁵	0	100
		2	2,8	0,0333	0,1083	8,2097·10 ⁻⁷	3,0996·10 ⁻⁵	6,9205·10 ⁻⁶	2,4306·10 ⁻¹⁵	8,4	6,0448·10 ⁻⁵	0	100
		12	5,4	0,02258	0,1618	8,5335·10 ⁻⁷	3,6414·10 ⁻⁵	1,0282·10 ⁻⁵	2,6604·10 ⁻¹⁵	8,3	7,4428·10 ⁻⁵	0	100
		5	8,8	0,00969	0,1584	1,2905·10 ⁻⁶	4,5356·10 ⁻⁵	1,5533·10 ⁻⁵	2,5562·10 ⁻¹⁵	8,4	9,1714·10 ⁻⁵	0	100
Открытая	Кальцит-магнезит	6	0,96	0,08045	0,07708	6,1542·10 ⁻⁷	2,2915·10 ⁻⁴	3,7597·10 ⁻⁶	2,3486·10 ⁻¹⁵	7,6	4,0928·10 ⁻⁴	0	100
		2	2,8	0,03341	0,10835	8,2043·10 ⁻⁷	2,6424·10 ⁻⁴	6,9167·10 ⁻⁶	2,4366·10 ⁻¹⁵	7,7	4,4022·10 ⁻⁴	0	100
		12	5,4	0,0226	0,1618	8,5232·10 ⁻⁷	2,6910·10 ⁻⁴	1,0269·10 ⁻⁵	2,6563·10 ⁻¹⁵	7,7	4,7555·10 ⁻⁴	0	100
		5	8,8	0,00977	0,1584	1,2850·10 ⁻⁶	3,3057·10 ⁻⁴	1,5465·10 ⁻⁵	2,5553·10 ⁻¹⁵	7,8	5,6299·10 ⁻⁴	0	100
Открытая	Кальцит-магнезит	6	0,96	0,0712	0,0863	7,8029·10 ⁻⁷	2,5802·10 ⁻⁴	5,3375·10 ⁻⁶	3,7411·10 ⁻¹⁵	7,7	4,5675·10 ⁻⁴	100	0
		2	2,8	0,0243	0,1174	2,3279·10 ⁻⁶	4,4510·10 ⁻⁴	2,1277·10 ⁻⁵	1,5459·10 ⁻¹⁴	7,9	7,3850·10 ⁻⁴	100	0
		12	5,4	0,0137	0,1707	4,3096·10 ⁻⁶	6,0511·10 ⁻⁴	5,4789·10 ⁻⁵	4,3433·10 ⁻¹⁴	8,1	1,0813·10 ⁻³	100	0
		5	8,8	0,00197	0,1666	2,9343·10 ⁻⁵	1,5796·10 ⁻³	3,7080·10 ⁻⁴	2,8258·10 ⁻¹³	8,5	2,9493·10 ⁻³	100	0

при $t = 20-25^{\circ}\text{C}$ образования доломита не происходит. Равновесная термодинамика не дает информации о скорости процесса и характерном времени достижения равновесия. Процесс доломитообразования чрезвычайно замедленный даже в геологическом масштабе времени.

При исключении доломита из числа возможных фаз для открытой системы из тех же самых растворов в твердой фазе выделялся только кальцит (100 %). Значения равновесного pH изменялись от 7,7 до 8,5. Поскольку в осадке, полученном экспериментально из раствора с отношением $\text{Mg}/\text{Ca} = 8,8$, по данным термического анализа, содержится гидрокальцит и гидромагнезит, то встал вопрос о том, при каких условиях физико-химического моделирования магнезит может образовать самостоятельную фазу? Оказалось, что это можно достичь в процессе кратного увеличения концентрации осадителя — Na_2CO_3 . Моделирование провели для закрытой системы и для варианта, когда твердая фаза в программе представлена кальцитом и магнезитом. Повышение концентрации осадителя производилось до тех пор, пока в осадке не фиксировался магнезит. Результаты моделирования приведены в таблице 3. Была выявлена обратная зависимость между количеством Na_2CO_3 и отношением Mg/Ca исходного раствора. Значения $\text{pH} = 10,0-10,5$, при которых в осадке зафиксированы магнезит, так же как и концентрации (HCO_3^-) и $\sum \text{C}_{\text{aq}}$ различаются незначительно. Появление магнезита в осадке происходит при одинаковой концентрации комплекса MgCO_3^0 в равновесном растворе, равной $1,98 \cdot 10^{-2}$ моль/л, что хотя и составляет разный процент от исходного содержания Mg в растворе, но имеет постоянную величину. Это согласуется с предположением, высказанным Г.О.Нечипоренко, Г.П.Бондаренко (1988).

Переход от закрытой системы к открытой при одинаковой щелочности приводит к исчезновению из осадка магнезита (табл. 4,а). Следовательно, в открытой системе выпадение магнезита в твердой фазе можно ожидать при более высокой щелочности. При моделировании разбавления исходного раствора вдвое (см. табл.4,б) для закрытой системы магнезит в твердой фазе зафиксирован не был. Концентрации CO_3^{2-} и HCO_3^- уменьшились на $0,4 \cdot 10^{-3}$ моль/л, что составило 23 и 24 % соответственно.

Было показано влияние Na_2SO_4 на перераспределение фаз в осадке при моделировании из хлоридного раствора с отношением

Таблица 3

Состав карбонатного осадка в зависимости от щелочности

Номер опыта	Mg/Ca раст-вора	Равновесные концентрации компонентов, мол/л							pH	Состав осадка, %	
		Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	MgCO ₃	Σ C _{aq}		магнезит	кальцит
		6	0,96	0,2894 0,3607	1,92·10 ⁻⁵ 8,5·10 ⁻⁶	0,0685 0,0381	2,72·10 ⁻³ 6,05·10 ⁻³	1,61·10 ⁻⁴ 1,95·10 ⁻⁴			
2	2,8	0,2143 0,2871	5,57·10 ⁻³ 2,00·10 ⁻⁵	0,1174 0,0898	1,00·10 ⁻⁵ 2,74·10 ⁻³	1,16·10 ⁻⁴ 1,76·10 ⁻³	9,28·10 ⁻⁵ 1,98·10 ⁻²	2,86·10 ⁻⁴ 2,67·10 ⁻²	8,9 10,2	0 11,15	100 88,85
3	3,6	0,2196	5,89·10 ⁻⁵	0,1394	9,87·10 ⁻³	1,22·10 ⁻³	1,04·10 ⁻²	1,37·10 ⁻²	9,9	0	100
		0,2556	2,73·10 ⁻⁵	0,1226	2,11·10 ⁻³	1,70·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,56·10 ⁻²	10,1	13,88	86,12
		0,2926	2,34·10 ⁻⁵	0,1047	2,44·10 ⁻³	1,74·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,63·10 ⁻²	10,1	36,94	63,06
12	5,4	0,1883	3,4·10 ⁻⁵	0,1487	1,71·10 ⁻³	1,64·10 ⁻³	1,93·10 ⁻²	2,42·10 ⁻²	10	0	100
		0,2068	3,12·10 ⁻⁵	0,1397	1,85·10 ⁻³	1,67·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,50·10 ⁻²	10	21,19	78,81
		0,2254	2,91·10 ⁻⁵	0,1307	1,97·10 ⁻³	1,68·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,53·10 ⁻²	10	35,68	64,32
5	8,8	0,1700	4,57·10 ⁻⁵	0,1506	1,26·10 ⁻³	1,42·10 ⁻³	1,45·10 ⁻²	1,85·10 ⁻²	9,9	0	100
		0,1880	3,17·10 ⁻⁵	0,1421	1,81·10 ⁻³	1,66·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,49·10 ⁻²	10	13,30	86,70
		0,2065	2,97·10 ⁻⁵	0,1330	1,92·10 ⁻³	1,68·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,51·10 ⁻²	10	38,82	61,18

Примечание. Система закрытая; твердая фаза: кальцит - магнезит.

а) парциального давления CO ₂												
Закры- тая	0,188	3,17·10 ⁻⁵	0,1421	1,81·10 ⁻³	1,66·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,49·10 ⁻²	-	-	10	86,70	13,30
Откры- тая	0,188	3,82·10 ⁻⁵	0,1454	1,51·10 ⁻³	1,13·10 ⁻²	1,68·10 ⁻²	3,63·10 ⁻²	-	-	9,3	100	0
б) разбавления вдвое исходного хлоридного раствора												
Закры- тая	0,094	3,0·10 ⁻⁵	0,0716	1,4·10 ⁻³	1,26·10 ⁻³	1,05·10 ⁻²	1,39·10 ⁻²	-	-	10	100	0
в) присутствия Na ₂ SO ₄												
Закры- тая	0,292	2,51·10 ⁻⁵	0,1125	2,34·10 ⁻³	1,71·10 ⁻³	1,98·10 ⁻²	2,61·10 ⁻²	4,9·10 ⁻⁶	3,1·10 ⁻²	10,1	91,89	8,11
г) парциального давления CO ₂												
Закры- тая	0,1701	1,0918·10 ⁻⁴	0,1506	5,26·10 ⁻⁴	2,54·10 ⁻³	6,07·10 ⁻³	1,075·10 ⁻²	-	-	9,3	67	Брусит- 6, нес- квего- нит-27

$Mg/Ca = 8,8$ (см. табл.4, в). Концентрация SO_4^{2-} была взята такой же, как в морской воде (0,0281 моль/л или 2,7007 г/кг). Доля магнезита при этом уменьшилась с 13 до 8 %, что говорит о высокой чувствительности твердой фазы $MgCO_3$ к присутствию SO_4^{2-} . Возможные причины уменьшения процента магнезита в осадке в присутствии SO_4^{2-} - образование ионной пары $MgSO_4^0$. Хотя Ca^{2+} образует аналогичную пару, однако можно предполагать, что для Mg^{2+} этот эффект сказывается гораздо сильнее.

Значительные расхождения состава осадка экспериментального и расчетного подсказали переход к системе, где твердая фаза была представлена кальцитом, несквегонитом, бруситом и гидроксидом кальция (см. табл.4, г). Если в случае, когда твердая фаза была представлена кальцитом и магнезитом (см. табл.4, а), 13,3 % магнезита в осадке получалось при щелочности, в 2,5 раза превышающей экспериментальную, то в последней системе уже при двухкратном увеличении щелочности в осадке зафиксировано 27 % несквегонита, 6 % брусита ($pH = 9,3$). Переход к открытой системе приводит к исчезновению брусита, незначительному уменьшению доли несквегонита (до 25 %) и снижению pH до 9,1.

Таким образом, при приближении идеальной системы к природному процессу:

- а) наблюдается выпадение осадков, содержащих магний, при более низких значениях pH и концентрации Na_2CO_3 ;
- б) получается существенно более магнезиальный осадок;
- в) не меняется резко состав осадка в зависимости от степени изолированности системы (закрытая или открытая).

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Одновременное использование лабораторных экспериментов и расчетных методов дает возможность выделить диапазон параметров, при которых могло происходить осаждение магнезиальных кальцитов в древних морских бассейнах.

2. Образующиеся в эксперименте карбонатные осадки, как показывает сопоставление с расчетом, представляют собой метастабильные соединения. Однако не исключено, что они могли находиться в донных отложениях древних морских бассейнов в течение геологически значимого времени. Вполне возможно, что уже на стадии диагенеза (или катагенеза) в иных условиях происходит их переход в кристаллическую форму.

3. При пониженных содержаниях в древней гидросфере ионов (SO_4^{2-}) могли отлагаться магниезальные кальциты с большим процентным содержанием MgCO_3 , однако этот фактор, судя по результатам проведенных исследований, не мог иметь решающего значения.

Авторы выражают благодарность Ю.П.Казанскому за помощь в осуществлении совместной работы.

Литература

ГУЛЕЦКАЯ Э.С., ЗОРКИНА Л.С., ГУСЕВ Г.М. Ускоренный метод полумикроанализа силикатных горных пород и минералов с применением комплексометрии // Физико-химические методы анализа минералов. Новосибирск, 1977. С.98-105.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Экспериментальные исследования по синтезу карбонатов из углекисло-хлоридных растворов и их применение к разработке теории доломитообразования // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., 1975. С.242-244.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., КАТАЕВА В.Н., ШТУРОВА Н.А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз как реликтов древних атмосфер и гидросфер // Геология и геофизика. 1969. № II. С.39-42.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., КАТАЕВА В.Н., МАНДРИКОВА Н.Т. Результаты синтеза карбонатов из углекисло-хлоридных растворов и их геологическое значение // Геология и геофизика. 1972. № 8. С.123-126.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., ЛЮБУШКО Г.И. Об использовании экспериментальных данных для расшифровки условий современного и древнего морского доломитообразования // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980. С.140-146.

КАЗЬМИН Л.А., ХАЛИУЛЛИНА О.А., КАРПОВ И.К. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем, когда число фаз превышает число независимых компонентов в исходных условиях методом минимизации свободной энергии. Программа "Селектор" // Алгоритмы и программы. Информ. бюл. № 3. М., 1975. С.18-19.

КАРПОВ И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.

НЕЧИПОРЕНКО Г.О., БОКДАРЕНКО Г.П. Условия образования морских карбонатов. М.: Наука, 1988. 136 с.

ШВАРОВ Ю.В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе // Докл. АН СССР. 1976. Т.229, № 5. С.1224-1226.

ШВАРОВ Ю.В. Критерий минимальности свободной энергии химической системы // Докл. АН СССР. 1981. Т.257, № 5. С.1221-1225.

OHDE S., KITANO Y. Synthesis of protodolomite from aqueous solution at normal temperature and pressure // Geochem. J. 1978. Vol.12, N 2. P.115-119.

PIYTKOWICZ R.M. Calcium carbonate saturation in the ocean // Limnol. Oceanogr. 1965. Vol.10. P.220-225.

СОДЕРЖАНИЕ

Казанский Ю.П. Бассейновый литогенез (проблемы и задачи) ..	3
Аксенова Т.П., Сараев С.В., Писарева Г.М. Осадконакопление в сублиторальной зоне Татарского пролива и современные россыпи титаномагнетита	9
Акульшина Е.П. Глинистое вещество как источник рудного материала в осадочном рудогенезе	17
Фомин А.М. Геохимия глинистого вещества из верхнепалеозойских терригенных отложений и обстановки осадконакопления (восточный борт Тунгусской синеклизы)	33
Петров В.Г. Глинистые толщи докембрия Енисейского кряжа ...	44
Сараев С.В. Литология, геохимия и фациальный анализ рифейских отложений Морянихо-Меркурихинского рудного поля (Енисейский кряж)	62
Пустыльников А.М., Богданова В.Н., Вакуленко Л.Г. Литология и условия формирования карбонатов оскобинской свиты ..	105
Таныгин Г.И., Хабаров Е.М. Отложения карбонатных обломочных потоков в верхнем рифее Енисейского кряжа	118
Дымкин В.А., Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Литология, геохимия и условия образования карбонатных пород венда Анабарского поднятия (бассейн р.Котуй)	135
Любушко Г.И., Мельничук В.И. О физико-химических условиях древнего морского карбонатообразования (экспериментальные исследования и моделирование на ЭВМ)	152

Темат. план выпуска самост. изданий
СО АН СССР на 1989 г. (сборники),
поз.91

БАССЕЙНОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
Василий Иванович БГАТОВ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

А.В.Владими́рова, Э.В.Белосу́ва

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 19.06.89. МН 11270.
Бумага 60x84/16. Печ.л.10,25+1 вкл. Уч.-изд.л.9,5.
Тираж 350. Заказ 265. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.