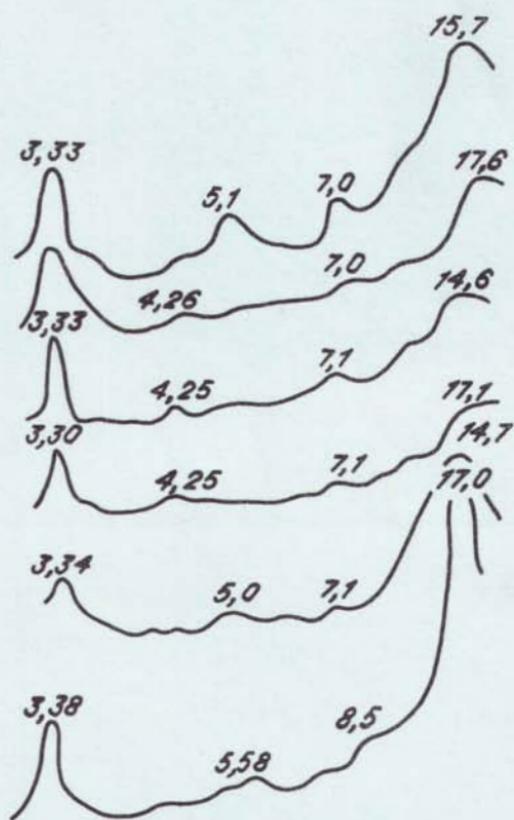


ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СИБИРИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1986

УДК 552.52+553.2

Глинистые минералы в осадочных породах Сибири: Сб. науч. тр. / Редколлегия: Ю. П. Казанский (отв. ред.) и др. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986. 128 с.

Сборник посвящен стадильности образования глинистых пород и связанных с ними полезных ископаемых. В этом аспекте рассмотрены глинистые породы, являющиеся минеральным сырьем (бентониты, доманикиты и др.), а также содержащие различные полезные ископаемые (редкие и рассеянные элементы, золото, свинец, цинк, цеолиты и т. д.). Сделаны заключения о перспективности поисков в Сибири ряда полезных ископаемых, связанных с глинистыми толщами.

Материалы представляют интерес для геологов широкого профиля и геохимиков.

Редколлегия

Е. П. Акульшина, В. И. Бгатов, Ю. П. Казанский (отв. ред.),
В. Г. Петров, Р. С. Родин

Рецензенты

д. г. - м. н. И. В. Николаева (ИГиГ СО АН СССР),
д. г. - м. н. С. Б. Шацкий (СНИИГиМС Мингео СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глинистые минералы и породы являются объектами тщательного изучения в связи с тем, что, во-первых, они несут уникальную информацию о генезисе осадочных и иных пород и, во-вторых, глинистые толщи выступают как вмещающие разнообразных полезных ископаемых. В сборнике представлены основные материалы совещания "Глинистые формации Сибири и Дальнего Востока и связанные с ними полезные ископаемые". Авторами проводится основная идея о связи процессов седиментации и постседиментационных изменений с этапами формирования различных полезных ископаемых (глин, бокситов, золота, полиметаллических руд и т.д.). Сборник состоит из трех частей. В первой рассмотрены общие вопросы глинообразования и рудогенеза. Глинам и глинистым породам как полезным ископаемым посвящена вторая часть. Наконец, в последнем, заключительном разделе на конкретных примерах рассмотрены полезные ископаемые, связанные с глинистыми минералами. Общим вопросам глино- и рудообразования посвящены две первые статьи сборника. Ю.П.Казанским показана генетическая зависимость между источниками глинистого вещества и конечными продуктами различных стадий осадко- и породообразования, в том числе и рудогенеза. Роль климата в формировании элювиальных бокситоносных пород рассмотрена в статье Р.С.Родина.

Вторую часть сборника открывает статья З.Я.Сердюк с соавторами, показавших характер формирования глинистых минералов в почвах умеренной климатической зоны (Новосибирская область). Бентонитовые глины, пригодные для использования в формовочном деле, рассмотрены А.А.Файковым и В.С.Баженовым. Роль глинистых минералов

в расшифровке условий формирования континентальных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы показана в работе В.И.Тараненко и др.

Конкретные примеры связи глино- и рудообразования рассмотрены в заключительной части сборника. Глинисто-углеводородные породы (доманикиты) Сибирской платформы охарактеризованы Ф.Г.Гурари с соавторами. Ими показаны формы связи ряда рудных элементов с образованиями такого типа. С.В.Сараев рассмотрел стадиальность преобразования глинистого вещества в мощных аргиллитовых и сланцевых толщах. Поведение золота в этих условиях показано в статье В.Г.Петрова. Идея о связи глинообразования и рудогенеза также развивается в работе Г.Н.Бровкова и В.М.Ярошевича. Наконец, влияние вулканокластического материала на состав глинистых пород расшифровано А.В.Ваном.

Таким образом, приведенный материал достаточно всесторонне освещает, с одной стороны, уровень изученности глинистого вещества в разновозрастных отложениях Сибири, а с другой - дает возможность судить о насыщенности их разными полезными компонентами. Представляется, что содержание сборника вызовет интерес у широкого круга геологов, занимающихся вопросами глинообразования и рудогенеза.

РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Глинистое вещество, являясь постоянным компонентом осадочных пород, в своем составе отражает все стадии их формирования, включая влияние на состав глинистых продуктов источника вещества, различных наложенных процессов и т.д. Для глинистых минералов так же, как и для других частей осадочных пород, различаются алло- и автохтонные компоненты /Казанский, 1983/. К первым относятся глинистые частицы, поступившие в осадок или осадочную породу извне. Поэтому их состав не отражает особенностей среды осадконакопления или постседиментационных изменений, являясь чуждым последним.

Аллохтонное глинистое вещество имеет два источника материала: более древние, преимущественно осадочные породы и продукты выветривания (табл. I). В числе первых прежде всего следует отметить глинистые породы (глины, аргиллиты, глинистые сланцы), т.е. породы, в которых глинистое вещество преобладает. Механическое разрушение их включает как дробление субстрата тем или иным способом, так и измельчение путем взаимодействия глинистого вещества с водой. Первый путь достаточно подробно изучен. Его продукты представляют собой дресву сцементированных глинистых пород и глиняные "окатыши". Второй способ в седиментологической литературе детально не рассматривается, хотя свойства ряда глинистых минералов включать в свою структуру воду и некоторые катионы хорошо известны.

При разрушении пород, в которых глинистое вещество выступает второстепенным компонентом, благодаря различным свойствам глинистых и неглинистых минералов, характер разрушения определяется составом, структурой и степенью уплотнения породы. Однако как в случае разрушения глинистой, так и неглинистой породы имеет место дифференциация пелитового и более крупного материала. Это четко фиксируется при переносе в водной и воздушной средах. Только в продуктах, сформировавшихся в условиях перемещения льдом, такое разделение проявляется слабо.

Состав глинистого вещества при накоплении продуктов физического разрушения в основном зависит от состава источников.

Условия формирования аллохтонных глинистых продуктов

Тип процесса	Источник вещества	Фашии	Преобладающий состав глинистого вещества
Механическое разрушение и перенос в область седиментации	Древние глины, глинистые сланцы, породы, содержащие глинистое вещество	От континентальных до морских	Преобладают гидрослюда, смешанослойные минералы, часто полиминеральный состав
	Глинистое вещество кор выветривания	Континентальные, реже морские	Каолинит, минералы группы монтмориллонита, дальше от источника растет полиминеральность

Поскольку ими часто оказываются осадочные породы, испытавшие существенные постседиментационные изменения, среди аллохтонного глинистого материала часто распространены минералы гидрослюдистого ряда.

Продукты выветривания являются вторым важнейшим источником глинистого вещества в зону седиментации (табл.2). Кислые интрузивные, основные эффузивные и осадочные (глинистые и песчаные) породы можно рассматривать как наиболее распространенный субстрат при почвообразовании и формировании кор выветривания /Ронов, 1980/. Для кислых изверженных пород обычными продуктами выветривания являются минералы группы каолинита, нередко образующие промышленные скопления. Для более древних, преимущественно докембрийских кор выветривания известны продукты изменения монтмориллонитового ряда /Махнач и др., 1973/. Достаточно мощные разрезы кор выветривания основных эффузивов и туфов сложены минералами группы монтмориллонита. Пестрый состав глинистого элювия наблюдается при разрушении осадочных пород, однако глинистый и песчаный субстраты при выветривании преобразуются в материал со значительным участием каолинита. Монтмориллонит более

Условия формирования основных типов автохтонных
глинистых пород

Тип процесса формирования	Фаэии	Источник вещества	Состав преобладающего глинистого вещества
Выветривание	Элювий	Кислые изверженные породы	Каолинитовый, реже монтмориллонитовый
		Основные изверженные породы	Монтмориллонитовый, каолинитовый
		Осадочные породы	Каолинитовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый
Диагенез	Морские	Осадки и поровые воды	Глауконитовый, хлоритовый и др.
Катагенез	-	Минералы осадочных пород и грунтовые воды	Гидрослюдистый, хлоритовый
Гидротермальный	-	Минералы осадочных пород и гидротермальные воды	Гидрослюдистый, каолинитовый, монтмориллонитовый, хлоритовый

характерен для продуктов выветривания, содержащих значительный процент карбонатного вещества.

При перестроении глинистого вещества из почв и кор выветривания в зонах ближнего разноса возможны условия накопления достаточно мономинеральных глин. Они могут формироваться как в озерных, так и в аллювиальных условиях /Милло, 1968 и др./. В отложениях разного возраста известны линзы и пласты каолинитовых, монтмориллонитовых глин.

Более широкие ореолы распространения того или иного глинистого минерала наблюдаются в песчаных отложениях. Примером могут служить кварцево-олигомиктовые терригенные толщи, известные с позднего докембрия. Кварцевый материал, слагающий обломочную составляющую, ассоциируется в них с глинистым веществом, обогащенным каолинитом. На разных стратиграфических уровнях наблюдаются парагенетические ряды: от каолинитовых кор выветривания к песчано-глинистым, а затем песчаным, с повышенным содержанием

каолинита в толщах, причем для докембрийского и раннепалеозойского возраста характерны не только континентальные, но и прибрежно-морские условия формирования этих осадков.

Широкое развитие аллохтонных каолинистых глин и кварцево-каолинистых песков свидетельствует об эпохах размыва мощных горизонтов каолинистых кор выветривания, распространенных на больших площадях /Казаринов, 1958; Казанский, 1963 и др./.

Перенос глинистого вещества в водной среде характеризуется двумя взаимосвязанными процессами: ухудшением кристаллической структуры глинистых минералов и взаимодействием последних с растворенными веществами. К сожалению, о первом типе процесса известно мало. Имеются наблюдения, характеризующие коррелятивные связи между степенью разрушения кристаллической решетки каолинита и дальностью переноса его в аллювиальных условиях /Соколова и др., 1961/. Довольно многочисленны публикации о характере изменения глинистого вещества при выносе его в морскую среду. В то же время ощущается неполнота данных по динамике процесса, последовательность которой, видимо, можно наблюдать только в экспериментальных условиях. Постановка опытов такого типа, а также привлечение известных материалов из области коллоидной химии крайне необходимы.

Аналогичные замечания можно сделать и о процессах взаимодействия глинистых частиц с растворенными веществами континентальных и морских вод: глинистого вещества и органики, глинистого вещества и рудных элементов (золото, свинец, цинк, медь, ванадий и др.), а также глинистых минералов, органического вещества и рудных элементов в многокомпонентных системах.

Говоря об органоминеральных комплексах, следует отметить их роль как в накоплении сапропелевых илов и горючих сланцев, так и в своеобразном влиянии на сорбцию рудного вещества. В качестве примера можно привести обогащение золотом, ураном и ванадием горизонтов глинистых пород с повышенными количествами органических соединений /Неручев, 1976; Петров, 1982; Справочник ..., 1983 и др./.

Автохтонный глинистый материал формируется в зонах с определенным физико-химическим режимом (см. табл.2). Не останавливаясь на хорошо известных примерах зональности в распределении глинистых минералов в профилях кор выветривания, отмечу примеры

Примеры стадийности формирования автохтонных полезных ископаемых
в глинистых отложениях

Тип процесса	Характер среды глинообразования	Состав новообразованного глинистого вещества	Тип полезного ископаемого
Выветривание	Просачивающиеся атмосферные воды	Каолинитовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый, хлоритовый и др.	Никелево-кобальтовые окислы и силикаты, магнезиты, латеритные бокситы, железные руды и др.
Седиментогенез	Континентальные и морские воды	Катионный обмен между глинистыми частицами и средой седиментации; гидрослюда, хлорит, смешанослойные минералы в эстуариях и дельтах рек	Соединения железа, марганца, фосфора, алюминия и др.
Диагенез	Поровые растворы	Гидрослюдитизация, монтмориллонитизация, каолинитизация глинистого и пеплового материала	Сульфиды железа и меди, фосфаты, цеолиты, перераспределение в форме конкреций
Катагенез	Грунтовые и поровые воды	Гидрослюдитизация и хлоритизация	Перераспределение рудных компонентов по трещинам, порам и путем метасоматоза
Гидротермальный	Глубинные и разогретые грунтовые воды	Локальная гидрослюдитизация, хлоритизация, каолинитизация вдоль зон перемещения вод	Перераспределение рудных компонентов и широкое развитие метасоматоза

связи условий глинообразования с накоплением ряда полезных ископаемых (табл.3). Четкая приуроченность скоплений никеля и кобальта давно установлена в корах выветривания ультраосновных изверженных пород. И.И.Эдельштейн /1982/ объясняет это явление как присутствием металлов в исходных породах, так и особенностями выветривания.

Автохтонное бокситообразование, известное с девона, характеризуется: фиксацией соединений глинозема в корах выветривания тропических зон с участием растительности, строгими условиями общего количества влажности и периодичностью ее поступления в течение года (см. статью Р.С.Родина в настоящем сборнике).

Образование глинистого вещества в седиментационную стадию связано главным образом с областями конечного сноса (озера, эстуарии, дельты, моря и океаны). Здесь описаны автохтонные продукты монтмориллонитового, гидрослюдистого, хлоритового составов. Хорошо известны скопления железистых хлоритов в железорудных горизонтах различного возраста в дельтовых и прибрежно-морских фациях, часть из которых, несомненно, имеет седиментационный генезис.

Автохтонным процессом, видимо, следует признать катионный обмен и сорбцию металлов глинистым материалом и органоминеральными соединениями на путях миграции пелитового вещества. Такие возможности концентрации рудного компонента допускаются для свинца, цинка, меди, золота, урана, ванадия и других элементов.

Диagenез характеризуется достаточно широким автохтонным минералообразованием (хлорит, глауконит, совершенствование структуры ряда аллохтонных глинистых минералов, глинизация пелловых частиц и др.). Оно сопровождается процессами перераспределения рассеянного рудного вещества с образованием оолитовых, пизолитовых и конкреционных форм соединений железа, марганца, фосфора и появлением железистых сульфидов с медью, золотом и другими металлами.

Стадия катагенеза охватывает значительное время существования глинистых пород и включает процессы дегидратации, формирования автохтонных гидрослюдистых и каолинитовых минералов по порам, трещинам и другим полостям при активном участии грунтовых вод. К этой стадии также следует отнести процессы перераспределения рудных компонентов путем заполнения пустот и метасомати-

ческого замещения. Гидротермальный процесс связан с воздействием горячих (более 100°C) глубинных и грунтовых вод в зонах их движения (трещины, зоны дробления и т.д.). Преобразование глинистого вещества (хлоритизация, гидрослюдитизация, каолинитизация и др.) имеет линейный характер. В этих зонах формируются сульфидные руды, перекристаллизуются окислы железа, фосфаты и другие компоненты.

Литература

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Меловые и палеогеновые осадочные формации среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 353 с.

КАЗАНСКИЙ Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 224 с.

КАЗАРИНОВ В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостехиздат, 1958. 324 с.

МАХНАЧ А.С., ЛЕВЫХ Н.Н. Литология и геохимия кор выветривания, развитых на кристаллическом фундаменте Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973. 288 с.

МИЛЛО Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 357 с.

НЕРУЧЕВ С.Г. Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы. - Геол. и геофиз., 1976, № 2, с.3-14.

РОНОВ А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения и эволюция). М.: Наука, 1980. 79 с.

ПЕТРОВ В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы (геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.

СОКОЛОВА М.Ф., КАЗАНСКИЙ Ю.П. Каолинитовые минералы в меловых отложениях среднего Приобья. - Геол. и геофиз., 1961, № II, с.23-30.

СПРАВОЧНИК по литологии /Под ред. Н.Б.Вассоевича и др. М.: Недра, 1983. 509 с.

ЭДЕЛЫГТЕЙН И.И. Формации гипергенных кобальт-железо-никелевых руд (условия формирования и закономерности размещения). - Автореф. докт. дис. ... Новосибирск, 1982. 34 с.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (в связи с проблемой бокситоносности)

На территории Сибири широко развиты коры выветривания различного возраста и состава, многие проявления которых являются бокситоносными. Поэтому очень важно познание всех особенностей их состава и строения.

Существенную часть всех установленных профилей выветривания составляют глинистые минералы, среди которых с помощью различных методов исследования (петрографического, термографического, электронно-микроскопического, рентгеноструктурного) установлены каолинит, галлуазит, ферригаллуазит, монтмориллонит, гидрослюда.

Известно, что глинистые минералы отражают климатические условия своего формирования. Так, по мнению И.Тарди, при выветривании гранитов на разных широтах переход от бисиаалитизации (образование минералов группы иллита) к моносиаалитизации и аллитизации происходит прогрессивно от Норвегии к Малагасии /Tardy, 1971/. Разным климатическим ситуациям обязаны своим происхождением каолинит и галлуазит. Бойтельшпрахер и Ван-дер-Марел /из Чухрова и др., 1966/ считают, что в зоне гумидных тропиков в коре выветривания образуется каолинит в случае длительного сухого сезона, при коротком же сухом сезоне формируется галлуазит.

На Сибирской платформе в течение мезозойско-кайнозойского времени широко формировались аллитные и сиаллитные коры выветривания, состоящие в значительной мере из глинистых минералов различного состава. Так, на юго-западе платформы, в бассейне низовий р.Подкаменной Тунгуски по долеритам развиты профили выветривания, нижние зоны которых сложены глинами монтмориллонитовыми, псевдоморфными и аллитного состава, а также бобовыми каменистыми бокситами. Подобные профили описаны нами на Сухолембяжском, Нижне-Подсопочном и других проявлениях /Родин и др., 1979/.*

В этом же районе платформы, но уже на останцах высокого трапшового плато с абсолютными высотами 650-700 м (Широкие Пол-

* Диагностика минералов проводилась в лабораториях СНИИГТМСа с помощью термографического и рентгеноструктурного анализов, с применением в некоторых случаях (при определении каолинита и галлуазита) электронной микроскопии.

каны, Майгунна, Светлана и др.) обнаружены коры выветривания, сложенные ярко-бурыми псевдоморфными каолинит-монтмориллонитовыми и каолинитовыми глинами с хорошо выраженными реликтовыми структурами долеритов. С ними нередко связаны ореолы обломков высококачественных псевдоморфных бокситов.

В аналогичной геолого-геоморфологической ситуации развиты бокситоносные коры выветривания на восточной окраине Тунгусской синеклизы. Развивались они также на останцах трапшвого плато с абсолютными отметками 620–640 м, и также являются псевдоморфными (по долеритам), но глинистая их составляющая представлена главным образом галлуазитом. В подчиненном количестве встречаются каолинит и монтмориллонит. Подобный профиль, содержащий в своем составе бокситы и аллиты, описан нами на останце Дабаан /Родин, 1980/. На соседнем останце Туман-Кюель встречена структурная (по долериту) чисто галлуазитовая кора выветривания, в которой даже в самом ее основании по свежим плагноклазам, их двойниковым швам, трещинам спайности развивается тонкочешуйчатый галлуазит. Макроскопически галлуазитовая псевдоморфная глина представляет собой серую пластичную и жирную на ощупь (во влажном состоянии) породу с мелкими (доли миллиметра) красными крапинками гетитовых псевдоморфоз по пироксенам и оливину.

Таким образом, несмотря на сходство геолого-геоморфологической ситуации (состав субстрата, высота останцов трапшвого плато, периферические его части) и примерно равную интенсивность выветривания (вплоть до бокситов), на западной и восточной окраинах высокого трапшвого плато формировались в коре выветривания разные ассоциации глинистых минералов: в первом случае – каолинит-монтмориллонитовая, во втором – галлуазит-каолинит-монтмориллонитовая. Монтмориллонитовая глина слагает, как правило, нижние части профилей выветривания, над ними располагаются продукты гидролиза. На юго-западе Сибирской платформы – это каолинит, в центре платформы, на восточной окраине Тунгусской синеклизы, – это преимущественно галлуазит. Если верны утверждения вышеупомянутых Бойтельшпрахера и Ван-дер-Марела, то следует предположить, что на Сибирской платформе климат был в мел-палеогеновое время тропическим гумидным, а разница была лишь в длительности сухого сезона: на юго-западе структуры он был продолжительным, в центре ее – коротким.

В бассейне низовий р. Подкаменной Тунгуски, на останце траппового плато Майгунна, в свое время была обнаружена латеритная, с гиббситом, структурная кора выветривания по долеритам /Лоскутов и др., 1976/. Скважинами вскрыт следующий разрез:

0,0 - 4,3 м - горизонт валунов, траппов и обломков песчаников; в нижней части интервала - песок глинистый с обломками и дресвой долеритов, ожелезненных пород и кварц-полевовшатовых песчаников;

4,3 - 22,0 м - глина зеленовато-бурая, песчаная с обломками свежих и выветрелых долеритов, блоками она псевдоморфная, с реликтовой структурой долеритов, а вокруг блоков - тонкодисперсная масса, насыщенная песчано-гравийным материалом долеритов и составляющих его минералов. Встречаются зерна хлоритизированных и лимонитизированных пироксенов, зерна плагиоклазов замещены смешанослойными минералами монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Аналогичный состав имеет и вся остальная глинистая часть описываемых осадков. Помимо монтмориллонита и гидрослюды устанавливается наличие каолинита.

Выделенные из описанных осадков спорово-пыльцевые комплексы, по мнению Н.Р.Филатовой, позволяют уверенно датировать их четвертичным возрастом /История..., 1976/.

По данным химического анализа (см. таблицу), в вышеуказанном разрезе наблюдается закономерное изменение (снизу вверх) породообразующих окислов. Так, количество кремнезема уменьшается (в масс.%): с 46,25 до 37,16, закисного железа с 7,55 до 2,69, окиси кальция с 7,35 до 0,43, окиси магния с 5,62 до 2,34, окиси натрия с 1,88 до 0,18, в то же время увеличиваются содержания глинозема с 14,88 до 20,85, окиси титана с 2,10 до 2,98, окисного железа с 7,79 до 18,60, потерь при прокаливании с 4,00 до 10,15. Особо следует отметить возрастание вверх по разрезу окислов калия (с 0,72 до 0,85 и даже до 0,96), что связано с устойчивым повышением содержания гидрослюды в составе исследуемых осадков.

Детальное петрографическое изучение шлифов[§] делювиальных

[§] Шлифы были изготовлены из образцов керна (колонковое бурение), которые после высыхания становились достаточно крепкими, позволяющими изготовить полированные шлифы без нарушения структуры осадка.

Литолого-геохимическая характеристика пород коры выветривания
Майгунянского проявления

Глубина, м	Литология и состав глинистых минералов	№ обр.	Химический состав (в масс. %)														
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S _{вкл.}	H ₂ O	П.п.п.	Σ
5	Вадуняк траптов, обломки песчаника Песок глинистый с галькой и дресвой траптов, песчаников, железистых пород. Каолинит, гидрослюда	I	37,16	20,85	2,98	2,69	18,60	0,15	0,10	0,43	2,34	0,18	0,84	н.обн.	3,16	10,15	99,63
		5	37,55	19,89	2,85	3,45	18,16	0,17	0,10	1,15	3,22	0,30	0,72	н.обн.	2,67	9,75	99,98
10	Глина песчаная, зе- лено-бурая со щеб- нем выветрелых до- леритов, остатками древесины	6	38,11	22,10	2,66	2,01	17,16	0,21	0,24	1,01	2,18	0,40	0,96	н.обн.	3,24	9,90	100,18
		7	41,38	18,96	2,25	4,46	13,34	0,11	0,24	2,09	4,00	0,53	0,78	н.обн.	3,40	8,46	100,00
15	Глина песчаная, зе- леновато-серая с дресвой выветрелых и свежих долеритов. Каолинит, монтмори- ллонит, гидрослюда. Гидрослюда иногда полностью отсутст- вует.	I3	44,76	15,81	2,20	6,76	10,27	0,14	0,22	5,77	4,89	1,28	0,72	н.обн.	2,11	4,94	99,87
		I5	45,04	15,80	2,22	7,12	9,07	0,18	0,22	6,20	5,10	1,55	0,66	н.обн.	1,82	4,89	99,87
		I6	45,19	14,15	2,25	7,19	9,19	0,20	0,21	6,27	5,77	1,48	0,66	н.обн.	1,66	5,07	99,66
		I7	46,25	14,88	2,10	7,55	7,79	0,21	0,20	7,35	5,62	1,88	0,72	н.обн.	1,45	4,00	99,94

Примечание. Определение состава глинистых минералов проводилось с помощью термического (Г.В.Белобородова) и рентгено-структурного анализов (М.Ф.Соколова, Н.Т.Мандрикова в СНИИТГиМС).

осадков показало, что снизу вверх по разрезу растет количество гидрослюды, агрегаты которой замещая минералы долеритов нередко проникают по трещинам в обломках пород и минералов, разъединяя их на отдельные части. Такое поведение агрегатов гидрослюды, а также породообразующих окислов, отраженное в таблице, свидетельствует о том, что осадки четвертичного возраста подверглись выветриванию и, вероятно, в позднечетвертичное время, когда климат был явно холодным.

Аналогичные разрезы гидрослюдизированных делювиальных осадков вскрыты на останце Майгунна целым рядом скважин. Содержание окисла калия в связи с накоплением гидрослюды в верхней части отдельных разрезов достигает 1,14 %, в то время как в исходных породах — долеритах его не более 0,25–0,30 %, а в делювиальных склоновых осадках в среднем 0,5–0,6 %.

Таким образом, в мел-палеогеновое время, а точнее — в поздне-меловую эпоху /История ..., 1976/, на останцах трапшовой плато в юго-западной части Сибирской платформы формировались латеритные с псевдоморфными бокситами коры выветривания, в основании которых располагалась зона монтмориллонитовых глин. В четвертичное же время перестроенные продукты выветривания этих кор подверглись вторичному преобразованию в зоне гипергенеза, но уже с образованием гидрослюды. Климат на Сибирской платформе, как известно, был уже холодным, что вполне согласуется с выводами Тарди /Tardy, 1971/ относительно преимущественного формирования в условиях холодного климата глинистых минералов из группы иллита.

В заключение остановимся на факте формирования глинистых пород в зоне нивального климата. В 80 км восточнее поселка Айхал (ЯАССР), на останце трапшовой плато, где обнаружено проявление бокситов Дабаан /Родин, 1980/, одной из скважин была вскрыта глина (интервал 0,0–2,5 м) серая, бесструктурная, пылеватая в сухом состоянии и вязкая, пластичная во влажном, содержащая многочисленные мелкие (3–5 см) обломки долерита. Ниже (интервал 2,50–2,65 м) залегали свежие долериты. Результаты рентгеноструктурного анализа, проведенного Н.Т.Мандриковой, показали, что вскрытая скважиной глина нацело сложена плагиоклазами и пироксенами, т.е. неизмененными минералами исходной породы — долерита. Повторный анализ подтвердил результаты первого, отметив присутствие в породе незначительных количеств монтмориллонита.

Таким образом, в условиях Заполярья, на абсолютной высоте 620 м, в результате морозного выветривания долериты дезинтегрируются до частиц пелитовой размерности.

Приведенные материалы интересны с двух точек зрения. Во-первых, они дают положительный ответ на давно существующий у литологов вопрос – может ли глинистая порода образоваться за счет алюмосиликатных минералов путем простого деления до фракции менее 0,01 мм. Во-вторых, свидетельствуют о том, что формирование глинистых пород в условиях нивального климата происходит без гидратации и перехода минералов исходных пород в глинистые.

Приведенные в данном сообщении материалы и соображения в определенном значении могут быть использованы при бокситопроиско-вых работах. Для эпох латеритообразования, как можно полагать теперь, характерным является формирование в корах выветривания каолинит-галлуазит-монтмориллонитовой глинистой ассоциации.

Литература

ИСТОРИЯ формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского края / Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И., Кузнецова Г.Ф. и др. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1976. 86 с.

ЛОСКУТОВ Ю.И., РОДИН Р.С., ФИЛАТОВ В.Ф. Латеритная кора выветривания на останце высокого трапного плато в западной части Сибирской платформы. – Тр.СНИИГТИМСа, вып.218. Новосибирск, 1976, с.89-97.

РОДИН Р.С. Особенности формирования мезозойско-кайнозойских латеритных кор выветривания Сибирской платформы. – В кн.: Минералогия зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980, с.64-71.

РОДИН Р.С., КЛЕВАКИН В.Н., ПОСАШНИКОВА Г.К. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Сибирской платформы. Юго-западная часть Сибирской платформы. – В кн.: Коры выветривания Сибири. Кн.2.М.: Наука, 1979, с.III-157.

ЧУХРОВ Ф.В., ЗВЯГИН Б.Б., РУДНИЦКАЯ Е.С. О природе и генезисе галлуазитов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 5, с.3-20.

TARDY J. Characterisation of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. – Chem. Geol, 1971, v.7, N 4, p.253-272.

З.Я.Сердюк, А.Н.Ковалев, В.С.Храпов,
В.И.Бгатов, В.М.Иванов, В.П.Петрова

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ

Почвообразующие процессы, как известно, захватывают лишь самый верхний слой земной поверхности до глубины 1,0–1,5 м и редко более. Почвы формируются на продуктах выветривания горных пород, в связи с чем состав и свойства их во многом унаследуют черты этих пород и в частности их твердую фазу /Почвоведение, 1958; Зайцев, 1965/. На большей части территории Новосибирского Приобья почвообразующими породами являются отложения верхней подсвиты краснодубровской свиты (нижний–средний плейстоцен). Представлены они в основном лессовидными суглинками с прослоями глин и супесей /География ..., 1981; Торфанюк, 1970; Храпов, 1970, 1971, 1973; Шаров, 1970/. Породы желто-бурые, пылеватые, макропористые, неравномерно известковистые, с остатками истлевших корней и стеблей растений, с ходами землероев, охристыми скоплениями гидроокислов железа, черными марганцовистыми включениями и различными известковыми образованиями. Мощности этих отложений – непостоянные и зависят от морфологии древнего и современного рельефа; на водоразделах они достигают 60–70 м, а на сниженных водоразделах и их склонах сокращаются, но суглинистый состав лессовых пород сохраняется. По своему генезису они в основном представляют собой субаэральные образования, возникшие в результате деятельности талых вод и эоловых процессов.

Территория правобережья Новосибирского Приобья – это площадь интенсивного сельскохозяйственного (и промышленного) освоения. При оценке почв и почвообразующих пород как геологически естественных образований их вещественный состав и свойства являются, пожалуй, самыми главными носителями информации о процессах современного литогенеза, направленности гипергенного преобразования минеральной и органической составляющих. По мнению многих исследователей, наиболее информативной является высокодисперсная часть пород и почв (фракция менее 0,002 м). Обычно она на 85–90 % представлена глинистыми минералами; на долю высокодисперсного кварца, полевых шпатов, аутигенного кальцита, гидроокислов железа и марганца, органического вещества (гумуса) и

некоторых других компонентов приходится не более 10-15 % /Грунтоведение, 1971; Храпов, 1973/.

По классификации одних исследователей частицы размером менее 0,002 мм относятся к глинистым; другие - называют их тонкодисперсными, коллоидно-дисперсными и т.д. В.П.Ананьев, В.И.Коробкин /1980/ в своей классификации минералов лессовых пород выделяют три генетических типа: кластогенные (фракции песчаные более 0,05 мм и пылеватые - 0,05-0,005 мм); высокодисперсные (менее 0,005 мм) и типоморфные (все фракции). Мы полагаем, что применительно к лессовым породам и их разновидностям эта классификация приемлема и для наших исследований. Поэтому она взята за основу, так как объектом изучения являлись в основном лессовидные суглинки верхней подсвиты краснодубровской свиты и развитые на них почвы.

В период полевых работ было пройдено 242 шурфа (глубиной до 1 м) и пробурено 32 скважины (глубиной до 20-21 м). Шурфы размещались на шести профилях. Три из них проходили с запада на восток через Сузунский, Черепановский, Маслянинский, Искитимский районы, и три - с юго-востока на северо-запад через Тогучинский, Мошковский и Болотнинский. Из каждого шурфа в основном отбирались две пробы; одна - с почвенного горизонта А (0,1 м); другая - с почвообразующей породы горизонта С (1,0 м). Кстати сказать, В.В.Докучаев считал материнскую породу одним из основных факторов почвообразования (Зайцев, 1965). Иногда отбиралась и третья проба из иллювиального горизонта В /Почвоведение, 1958/. Шурфы и скважины на профилях размещались в разных геоморфологических и гидрогеологических условиях и на разных почвах.

Детальное изучение почвообразующих пород и почв всегда начиналось с полевого макроскопического описания и отбора проб на комплексные виды исследования /Ананьев, Коробкин, 1980; Храпов, 1973/. Затем из пород и почв были изготовлены шлифы (более 500) и детально описаны. В процессе описания определялись петрографическая и инженерно-геологическая структуры пород и почв (Ларионов, 1971/. Последние почти всегда обогащены тонкодисперсным гумусом, растительным детритом, в результате чего имеют фитагмоалевропелитовую, фитагмопелитовую и фитагмопсаммо-алевропелитовую петрографические структуры. Почвообразующие породы чаще всего обеднены растительной органикой и лишь в небольшом коли-

честве содержат тонкодисперсный гумус. Для них характерны алевропелитовая, пелитоалевритовая и псаммопелитоалевритовая петрографические структуры. Инженерно-геологическая структура почв чаще агрегативная, зернисто-агрегативная и реже зернистая и агрегативно-зернистая. Сходные структуры имеют и почвообразующие породы на участках высокого стояния зеркала грунтовых вод и капиллярной каймы, т.е. в условиях постоянного увлажнения. На возвышенных участках рельефа с низким уровнем зеркала грунтовых вод и капиллярной каймы агрегаты формируются неустойчивые, при увлажнении разрушаются, пополняя высокодисперсную фракцию и понижают прочностные свойства пород.

Структурные особенности почвообразующих пород и почв, характер агрегатобразования и направленность процессов гипергенного минералообразования хорошо просматриваются при изучении петрографических шлифов. На устойчивых моно- и полиагрегатных почти всегда видна сплошная (реже прерывистая) медово-желтая пленочка из новообразованного монтмориллонита, которая обеспечивает сохранность агрегатов от разрушения при дополнительном увлажнении породы или почвы. Следует отметить, что такая же пленочка образуется и на кластогенных минералах, на стенках пустот и трещин. Последних обычно много в почвообразующих породах горизонта С, что благоприятствует "дыханию" и минеральному питанию почв, так как по ним происходит свободное перемещение газовой фазы.

Исследованиями установлено, что формирование монтмориллонитовой пленочки более интенсивно происходит в увлажненных почвообразующих породах, в условиях нейтральной и слабощелочной среды. В этих условиях аллотитенная гидрослюда обеспечивается и приобретает перисто-флоидальный облик, пониженные показатели преломления, отдельные участки переходят в аморфное состояние, происходит формирование смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового (реже хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового) типа. Эти гипергенные преобразования, происходящие в почвообразующих породах и почвах с глинистыми минералами высокодисперсной фракции (менее 0,002 мм), отчетливо фиксируются и другими методами исследований: минералогическим, электронно-микроскопическим, рентгеноструктурным, термическим и химическим. Об этом подробно будет сказано ниже.

В шлифах из почвообразующих пород неувлажненных участков рельефа (с низким стоянием зеркала грунтовых вод и капиллярной каймы) монтмориллонитовая пленочка вокруг кластогенных зерен, агрегатов, на стенках пустот и трещин либо совсем не образуется, либо появляется в виде тончайшей прерывистой пленочки. Глинистые минералы в таких условиях почти не затронуты процессами гипергенного преобразования.

Интенсивность процессов гипергенеза находит отражение и в данных гранулометрического анализа, выполненного различными методами. Так, например, по результатам микроагрегативного анализа наблюдается значительное увеличение содержания песчано-пылеватых фракций (более 0,002 мм) и уменьшение высокодисперсных (менее 0,002 мм) в породах и почвах с агрегативной или зернисто-агрегативной структурой. Результаты дисперсного анализа этих же пород свидетельствуют о том, что все неустойчивые агрегаты в процессе отмучивания глинистой составляющей разрушились и пополнили тем самым высокодисперсную фракцию. На основании данных петрографического и дисперсного анализов даны названия породам и почвам по классификации В.В.Охотина /Грунтоведение, 1971/. Среди лессовидных почвообразующих пород преобладают суглинки тяжелые и средние, глины, реже супеси крупные и пески. Сопоставление минеральных и структурных особенностей пород и почв территории исследования с их геоморфологией и типами почв показало явную взаимосвязанность.

Выделенная методом отмучивания высокодисперсная фракция, как наиболее информативная, была изучена различными методами в лабораториях КТЭ ПГО "Новосибирскгеология", ЦЛ ПГО "Запсибгеология" и ЦЛ ПГО "Уралгеология". Отмытые и высушенные песчано-пылеватые фракции пропускались через стандартный набор сит, затем взвешивались и по ним определялись процентные содержания фракций, в мм: 0,01-0,05; 0,05-0,1; 0,1-0,25; 0,25-0,5; 0,5-1,0. Фракция 0,01-0,002 определялась по разности между значениями фракций более 0,01 и менее 0,002. Затем фракции 0,01-0,05 и 0,05-0,1 подвергались разделению в бромформе (уд. вес 2,87) на "тяжелые" и "легкие" минералы с последующим их микроскопическим изучением в иммерсионных жидкостях соответственно с показателями преломления 1,630 и 1,540. Всего было изучено около 360 фракций, выделенных из 180 проб почв и почвообразующих пород. Наибольший

выход "тяжелых" минералов и представительный их видовой состав установлены в крупнопылевой фракции (0,01-0,05 мм). Процентное содержание "тяжелых" минералов в ней достигает 8,5-15,8 %. Следует отметить, что эта закономерность подтверждается и другими исследователями /Ананьев, Коробкин, 1980/. В связи с этим нами рекомендуется изучение "тяжелых" минералов для лессовых пород и почв только в крупнопылевых фракциях, тем более, что минеральный состав их идентичен мелкопесчаным. Он представлен в основной своей массе аллотигенными кластогенными минералами, которые составляют более 55-60 % почвообразующих пород и почв и на 90-99 % слагают песчано-пылевые фракции. Наибольшее развитие в них получили "легкие" минералы с уд. весом менее 2,87 г/см³. Это кварц, полевые шпаты, слюды, обломки различных пород, аутигенный кальцит, органогенный и пегнитогенный опал, растительный детрит. "Тяжелые" минералы с уд.весом более 2,87 г/см³ составляют незначительный процент кластогенных минералов пород и почв (от долей до 1-2 %). Среди них выделяется аллотигенные и аутигенные.

Минералогический анализ показал неравнозначное распределение минералов по отдельным фракциям. Кварц является основным минералом всех пылеватых-песчаных фракций. Наибольшие его содержания - в пылевых фракциях (0,05-0,01 мм и 0,01-0,002 мм), нередко и во фракции 0,1-0,05 мм и колеблются от 50 до 75 %. Неоднозначно ведут себя полевые шпаты и обломки пород, что в значительной мере обусловлено особенностями условий осадконакопления и источниками сноса обломочного материала, их петрографическим составом и степенью гипергенной преобразованности /Сердюк, Роевко, 1965/. Иногда песчано-пылевые фракции обогащены слюдками, которые в повышенных количествах встречаются во фракциях 0,1-0,25 мм и 0,01-0,002 мм, достигая в них 30-67 %.

Аллотигенные минералы "тяжелых" фракций представлены эпидот-цоизитом (до 45-63 %), амфиболами (до 15-28 %), ильменитом (20-32 %); в небольших количествах присутствуют анатаз, апатит, циркон, сфен, турмалин, слюды, гранат, дистен, силлиманит, андалузит; спорадически встречаются ксенотим, монацит, шпинель, хлоритоид, корунд.

Типоморфные (аутигенные) минералы представлены карбонатами (кальцит, реже сидерит), пегнитогенным опалом, минералами окис-

лов и гидроксидов железа, марганца, пирит — марказитом, иногда вивианитом. Железистые, железисто-марганцовистые образования редко встречаются в больших количествах и в основном в более крупных песчаных фракциях.

В высокодисперсные минералы в почвообразующих породах и почвах содержатся в глинистой фракции, размер которой принят нами, по В.В.Охотину, менее 0,002 мм /Грунтоведение, 1971/. Она, как это установлено многими исследователями, на 85-90 % состоит из глинистых минералов /Ананьев, Коробкин, 1980; Храпов, 1973/. В виде незначительной примеси в ней почти постоянно присутствуют высокодисперсные кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, кальцит и органическое вещество (в виде гумуса).

Первые сведения о составе глинистых минералов, как было показано выше, дают нам результаты изучения петрографических шлифов. Ценным дополнением к ним являются описания глиняного черепка, полученного при отмучивании и высушивании в фарфоровых чашках высокодисперсных фракций пород и почв. По характеру высыхания черепка и особенностям его поверхности было выделено две разновидности глинистой составляющей. Одна характеризуется плотной, монолитной, матовой, жесткой поверхностью со слабо закручивающимися краями; она присуща слабо разбухающей гидрослюде /Методическое руководство ..., 1957; Храпов, 1973/. Другая разновидность имеет блестящую, гладкую (шелковистую) поверхность черепка, растрескавшуюся на полигональные, лепестковидные пластинки с сильно закручивающимися краями. Такой облик черепка обычно имеют высокодисперсные фракции, содержащие в составе глинистых минералов смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа и монтмориллонит, гидрослюду.

При петрографическом изучении шлифов из почвообразующих пород и почв удалось выявить взаимоотношение высокодисперсных минералов с кластогенными и проследить направленность процесса гипергенного преобразования аллотигенных глинистых минералов в каждой пробе по разрезу и на площади. В шлифах хорошо наблюдается процесс формирования агрегатов, а также роль гумуса и карбонатной составляющей в этом процессе; при больших увеличениях виден процесс образования аутигенного монтмориллонита по гидрослюде через смешанослойные образования гидрослюда-монтморил-

лонитового (реже хлорит-гидрослюда-монтмориллонитового типа). Отчетливо видно, как аутигенный монтмориллонит образует то сплошные, то прерывистые пленочки вокруг кластогенных минералов, моно-, полиагрегатов, на стенках пустот. Остановимся на петрографическом описании глинистых и типоморфных минералов в шлифах.

Гидрослюда в проходящем свете бурая и зеленовато-бурая, состоит из мельчайших чешуек и их скоплений. Последние нередко способствуют зарождению агрегатов. В скрещенных николях она приобретает темно-бурую или серовато-бурую окраску с показателем преломления более 1,540. Двупреломление колеблется в пределах 0,09-0,020 и особенно снижается у сильно аморфизованных, ожелезненных разностей гидрослюда.

Смешанослойные образования являются переходной формой от гидрослюда в монтмориллонит. В шлифах они различаются по целому ряду особенностей. В основной глинистой массе почвообразующих пород происходит заметное снижение показателей преломления, возрастает двупреломление, появляется светло-желтая и желто-серая интерференционная окраска, участками приобретает флюидальная, перистая текстура, характерная для монтмориллонитизированной гидрослюда, постепенно исчезает чешуйчатое строение. Иногда эти явления более интенсивно проявляются на участках, где имеются карбонаты и макропоры; глинистая составляющая по своим оптическим свойствам приближается к чистому монтмориллониту.

Монтмориллонит в чистом виде встречается довольно часто, но в разных количествах. Представлен он в основном тончайшими пленочками вокруг обломочных зерен, устойчивых агрегатов и на стенках пустот. Под микроскопом видно, как от основной глинистой массы породы обособляется нежная, тончайшая медово-желтая или соломенно-желтая пленочка с показателем преломления, близким кварцу ($N = 1,542$), и высоким двупреломлением (0,02-0,03). Монтмориллонитовая пленка прочно связана с поверхностью кластогенных зерен, устойчивых агрегатов и при подготовке образцов трудно удаляется.

На стенках макропор наблюдается иногда несколько монтмориллонитовых пленок, отделенных друг от друга пустотами. Нередко вокруг крупных агрегатов формируются в виде концентров две-три периферийные монтмориллонитовые пленки, различные по времени об-

разования. Появление каждой из них, по-видимому, обусловлено периодическими (возможно, сезонными) изменениями водно-температурного режима, реакций среды как в почвообразующем субстрате, так и в почвах. Толщина этих пленок колеблется от 0,002 до 0,025 мм (реже больше). На кластогенных зернах она тоньше, чем на агрегатах и стенках пустот. Монтмориллонитовая пленка является типичным гипергенным новообразованием за счет монтмориллонитизации аллотигенной гидрослюда. Монтмориллонит в породах и почвах типоморфный минерал, так как образуется в процессе литогенеза.

Х л о р и т в составе высокодисперсной фракции представлен в форме аллотигенных чешуек, колломорфных хлопьев, имеет буровато-зеленый цвет, высокие показатели преломления (выше, чем у гидрослюда) и низкое двупреломление. Встречается обычно в ассоциации с листочками, пластинками обломочного хлорита и в составе хлоритовых, хлоритово-кремнистых обломков, которым он, по-видимому, обязан своим происхождением.

Как было отмечено ранее, в составе высокодисперсных частиц присутствуют и типоморфные минералы, влияющие на свойства пород и почв. Среди них хорошо диагностируются визуально и в шлифах карбонатные и железисто-марганцовистые новообразования.

К а р б о н а т н ы е н о в о о б р а з о в а н и я встречаются в виде тонкодисперсной зернистой и "конгломератовидной" ("журавчики", "дутики") разновидностей. Первая - легко обнаруживается визуально по осветленным мучнистым налетам, то беспорядочно рассеянным в почвообразующей породе, то образующим ореолы вокруг пустот. В скрещенных николях она представлена сахаровидной пелитоморфной массой кальцита серовато-желтого цвета, иногда пятнистого, пигментированного гидроокислами железа.

Вторая разновидность карбонатов локализуется обычно на стенках пустот, трещин и кротовин, образуя отдельные, разной формы, бесцветные зерна, друзы, щеточки и частокольчики. Она представлена химически чистым кальцитом. По данным рентгеноструктурного анализа зернистый кальцит имеет высокие значения межплоскостных расстояний: $d_{1126} - 1,871 - 1,874$; $d_{1018} - 1,907 - 1,913$; $d_{1014} - 3,028 - 3,036$, что свидетельствует о почти полном отсутствии изоморфных примесей железа и марганца. У этой разновидности кальцита высокая температура разложения ($975 - 1010^{\circ}\text{C}$), характерная для химически чистого кальцита. Данные исследований позволя-

ют считать, что формирование зернистой разновидности карбонатов происходило хемогенным путем, в результате выпадения из высокоминерализованных поровых вод.

Третья разновидность карбонатов представлена в виде бобовин и "конгломератовидных" образований. Размеры бобовин достигают 2-3 см, форма их округлая, эллипсоидальная, реже кочковидная и неправильная, поверхность гладкая и шероховатая. Некоторые бобовины в центре полые и напоминают по строению жеоиды. Стенки их состоят из двух-трех концентров кальцита разной генерации - пелитоморфного, кристокристаллического и, реже, зернистого строения. Иногда концентры отделены друг от друга тонкой глинистой пленкой, свидетельствующей о одновременности их образования. Нередко внутренний концентр представлен крупными зернами и друзами кальцита. Многие бобовины не имеют внутренней полости и по своему строению, особенностям кристаллизации кальцита напоминают секреты. Отложение карбоната в них происходит, как и у жеоид, от стенок к центру, но с полным заполнением. Довольно часто и секреты сцементированы друг с другом в "конгломератовидные" образования различной формы и размеров. Под микроскопом они имеют своеобразную губчатую структуру с различной степенью раскристаллизации карбонатного вещества - от пелитоморфной до зернистой. Последняя приурочена к пористым участкам карбонатных образований и свидетельствует о более поздней стадии формирования. Иногда зернистая разновидность кальцита образует ажурные оторочки и друзы по периметру стенок пор, придавая кружевной облик всей карбонатной массе.

По данным рентгеноструктурного анализа в карбонатах третьей разновидности наблюдается снижение межплоскостных расстояний по сравнению с карбонатами второй разновидности, вызванное присутствием в них изоморфных примесей железа, марганца и других элементов. Их значения равны для $d_{1126} - 1,861-1,865$; $d_{1018} - 1,895-1,900$; $d_{1014} - 3,013-3,020$. Судя по ним, содержания изоморфных примесей в карбонатах "конгломеративной" разновидности достигает 8-10 %. Процесс карбонатизации влияет на структуру почвообразующих пород, способствует их агрегированию, обеспечивает Ca и Mg обменный комплекс вторичных монтмориллонитов через переходные смешанослойные образования хлорит-гидроксида-монтмориллонитового типа, оказывает существенное влияние на их прочностные свойства.

Железисто-марганцовистые новообразования встречаются спорадически в зоне аэрации и представлены тремя разновидностями: железистой, железисто-марганцовистой и марганцовистой. Первые две развиты в виде бобовин, агрегатов и колломорфных образований. Бобовины имеют округлую и эллипсоидальную формы с ровной и гладкой поверхностью. Размер их колеблется от 0,05 до 0,5 мм и более. Под микроскопом хорошо видно строение бобовин, имеющих на периферии один-два концентра, иногда облеченных пленкой новообразованного монтмориллонита. Железистые бобовины состоят из гетита и гидрогетита, а железисто-марганцовистые в центре содержат марганцовистую, а на периферии - железистую составляющие. Иногда в них присутствуют обломки кварца, полевых шпатов и слюд. На кривых нагревания зафиксирован эндотермический эффект при 340-380°C, характерный для гидрогетита.

Марганцовистая разновидность представлена черными бесформенными скоплениями, беспорядочно распределенными в почвообразующем субстрате. Химическим анализом установлено содержание в них MnO_2 от 10,1 до 13,6 %, а MnO не более 0,33 % /Ананьев, Коробкин, 1980; Храпов, 1973/. По данным рентгеноструктурного анализа, они состоят из пиролюзита, с незначительной примесью гематита, и гидрогематита. Их формирование многие исследователи связывают с коллоидными растворами, малой растворимостью MnO_2 и локализацией его в зоне гипергенеза.

В результате иммерсионного минералогического анализа срезов ориентированных агрегатов высокодисперсных частиц были установлены щепковидные, веретеновидные, пакетовидные, гребешковидные и веерообразные формы. Первые две - присущи гидрослуде; по мере ее монтмориллонитизации агрегаты приобретают волокнистое и параллельно-волокнистое строение, приближающее их к сноповидным формам. Веерообразные, пакетовидные, гребешковидные формы агрегатов имеют высокодисперсные фракции, где всеми методами исследований фиксируется развитие смешанослойных образований гидрослуда-монтмориллонитового типа и новообразованного монтмориллонита. Показатели преломления агрегатов высокодисперсных частиц гидрослуды по Ng' - от 1,564 до 1,579, а по Np' - от 1,549 до 1,559. Двупреломление колеблется от 0,07 до 0,020. По мере развития смешанослойных образований и монтмориллонита происходит снижение

показателей преломления по n_g' до 1,545, а по n_p' до 1,525. Таким образом, результаты иммерсионного микроскопического анализа ориентированных агрегатов высокодисперсных частиц почвообразующих пород и почв свидетельствуют о гидрослюдистом, гидрослюда-монтмориллонитовом (смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа) и монтмориллонитовом их составе.

В результате электронно-микроскопического анализа высокодисперсных частиц пород и почв были получены ценные материалы по их морфологии. Почти все изученные фракции являлись полидисперсными, среди которых в основном преобладали среднедисперсные и высокодисперсные частицы. Большинство из них имело изометрично-пластинчатую форму с различными очертаниями контуров. Частицы с четкими ограничениями, характерные неизменной гидрослуде, встречались редко. Основной фон в изученных фракциях составляли частицы изометрично-пластинчатой формы с расплывчатыми, размытыми контурами, имеющими хлопьевидный и комковатый облик. Степень размытости контуров частиц различная. У многих они имели хлопьевидный прозрачный облик, характерный для монтмориллонитовых частиц и частиц гидрослуды, затронутой процессами монтмориллонитизации /Ракшинская, 1966/. По нашему мнению, такие частицы характеризуют смешанослойные образования гидрослуды - монтмориллонитового типа. Изредка в высокодисперсных фракциях встречаются плотные частицы гексагональной формы с четкими ровными гранями. Они характерны для аллотигенного каолинита и присутствуют в породах и почвах.

Электронно-микроскопическое изучение высокодисперсных частиц почвообразующих пород и почв свидетельствует об интенсивном новообразовании смешанослойных глинистых минералов гидрослюда-монтмориллонитового типа. В условиях гипергенного литогенеза аллотигенные высокотемпературные гидрослуды модификации 2М деградируются и последовательно переходят через гидрослуду модификации M_I в смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа и монтмориллонит /Сахибгареев, Питкевич, 1969; Храпов, 1973/. В работах В.П.Ананьева, В.И.Коробкина /1980/ и других исследователей приведены данные о гидрослюда-монтмориллонитовом составе глинистой фракции лессовых пород Предкавказья и Русской платформы. Эти авторы указывают на возрастание с глубиной роли монтмориллонита по разрезу лессовых пород. Они считают, что в

условиях щелочной среды ($pH = 7,2-7,8$) происходит интенсивное преобразование аллотипических слюд через гидрослюды, смешанослойные глинистые минералы гидрослюда-монтмориллонитового типа в чистый монтмориллонит. На его развитие в лессовых породах Западной Сибири указывают многие исследователи.

Таким образом, используя некоторые современные методы, удалось установить полиминеральный состав высокодисперсных глинистых минералов в почвообразующих породах и почвах. Среди них широко развиты смешанослойные образования. Последние, как известно, наиболее эффективно диагностируются дифрактометрическим методом. На многочисленных дифрактограммах исходных, необработанных высокодисперсных частиц постоянно фиксируются четкие рефлексы, соответствующие отражениям $10,1$ и $14,4$ Å и в отдельных пробах - $15,0-15,4$ Å. Насыщение частиц этиленгликолем способствовало смещению части рефлексов в область малых углов ($13,9-23,0$ Å). Одновременно с этим на некоторых дифрактограммах по-прежнему они сохраняются со значениями $10,1$ Å, а также выделяются $14,5-15,8$ и $18,5-19,6$ Å. Такие колебания в положении рефлексов указывают на присутствие в составе высокодисперсных частиц сложных образований с различными неупорядоченными и, вероятно, упорядоченными соотношениями между монтмориллонитовыми, гидрослюдистыми и хлоритовыми компонентами в кристаллической решетке. Как известно, появление таких минералов обязано их структурному подобию. Отдельные кристаллы таких минералов состоят из элементарных слоев двух или более типов. Обычно встречаются смешанослойные системы гидрослюда-монтмориллонит. Последний по существу является гидратированной разновидностью слюды, содержащей в межплоскостных промежутках молекулы воды. Среди этих минералов выделяются обычно три разновидности: упорядоченные, неупорядоченные и зональные, с тенденцией к сегрегации /Трим, 1959; Уивер, 1962/. Наиболее распространенной является вторая разновидность, которая связана с первой и третьей постепенными переходами. Смешанослойные минералы рядом исследователей называются трансформированными. В этом названии отражена естественная трансформация (переход) одного минерального вида (гидрослюда) в другой (монтмориллонит), связанная с изменением состава и количества ионов в межслоевых позициях без изменения тетраэдрических и октаэдрических слоев.

После прокаливания высокодисперсных частиц при $400^{\circ}C$ в те-

чение двух часов исчезают на дифрактограммах рефлексы с большими межплоскостными расстояниями, а с значениями 10,1 и 14,2 — сохраняются. В некоторых образцах проб, прокаленных при 600°C в течение двух часов, сохраняются рефлексы гидрослюда (10,1 Å) и хлорита (14,2 Å). Почти на всех кривых они усиливаются со значениями 9,8–9,9 Å, указывающими на присутствие монтмориллонита в составе высокодисперсных частиц. Выразительность этих рефлексов неодинакова. Так, наиболее резко они проявляются на дифрактограммах высокодисперсных частиц, где преобладает монтмориллонитовая компонента в составе смешанослойных образований /Храпов, 1973/.

В пробах высокодисперсных частиц с широким развитием смешанослойных образований гидрослюда–монтмориллонитового типа и монтмориллонита данные дифрактометрического анализа показывают различную выраженность первого базального рефлекса. В исходных необработанных пробах он представлен то интенсивным пиком со значениями отражения 15,0 Å, то образует растянутые широкие полосы со значениями 13,8–17,0 и реже 10,0–23,0 Å с линиями 14,2 или 15,4 Å. Иногда на дифрактограммах наблюдается слабовыраженный рефлекс, соответствующий значениям 10,1–10,2 Å. После насыщения проб этиленгликолем первый базальный рефлекс становится менее растянутым и смещается в сторону малых углов (18,2–19,6 Å), что характерно для монтмориллонита и смешанослойных образований. Отражения 10,1 и 14,2 Å, характеризующие соответственно гидрослуду и хлорит, на большинстве дифрактограмм либо отсутствуют, либо слабо выражены. При прокаливании до 600°C фиксируется в основном один рефлекс со значением 9,8 Å, характерный для монтмориллонита.

Из приведенных выше данных следует, что высокодисперсные частицы почвообразующих пород и почв, наряду с гидрослудой, представлены смешанослойными образованиями гидрослюда–монтмориллонитового или хлорит–гидрослюда–монтмориллонитового типа и монтмориллонитом. Содержание набухающих слоев в этих образованиях колеблется в пределах 80–100 % /Уивер, 1962; Храпов, 1973/. В отдельных пробах фиксируются незначительные содержания каолинового минерала (возможно, это продукт выветривания полевых шпатов или каких-то других алюмосиликатов).

Кривые нагревания высокодисперсных фракций почвообразующих

пород и почв представлены тремя типами. Первый – присущ пробам почв (глубина проб 0,1 м). Для него характерен глубокий эндозэффект при 130–170°C, свидетельствующий о высокой гидрофильности глинистой компоненты. Потеря конституционной воды происходит в пределах 500–600°C и фиксируется менее глубоким эндозэффектом. В других случаях слабовыраженный отрицательный пик проявляется при 820–850°C, осложняясь эндотермическим эффектом при 890–920°C. Постоянная примесь органического вещества двух типов – высокодисперсного гумуса и растительного детрита – хорошо выражается экзотермическими эффектами в интервалах температур 380–500°C и 620–830°C. Чем больше органического вещества в высокодисперсной фракции (и в валовой пробе) почвы, тем выразительнее экзoeffекты.

Второй тип конфигурации кривой нагревания присущ высокодисперсным фракциям почвообразующих пород (глубина 1,0 м). Он характеризуется первым глубоким эндотермическим эффектом при 130–170°C, обусловленным потерей гигроскопической воды. Второй менее глубокий при 520–575°C характеризуется потерей конституционной воды. Третий – выражен слабо (820–850°C) либо отсутствует. Незначительная примесь высокодисперсного гумуса проявляется в экзотермическом эффекте разной выраженности при 380–500°C. С глубиной по разрезу явно наблюдается снижение гумуса, что имеет место и в других регионах.

Третий тип конфигурации кривой нагревания, в отличие от первых двух, характеризуется менее глубоким (или одинаковым со вторым) отрицательным пиком при 130–170°C и несколько более выраженным – при 520–600°C, что характерно для гидрослюда. В случае примеси кальцита фиксируется эндотермический эффект разной выраженности при 780–850°C. Примесь органического вещества проявляется экзотермическим эффектом при 350–480°C.

Первые два типа кривых нагревания характерны для высокодисперсных фракций, в которых наряду с гидрослюдой широко развиты смешанослойные образования гидрослюда–монтмориллонитового типа и монтмориллонит. Химический состав высокодисперсных фракций почвообразующих пород и почв характеризуется снижением на 2–3 % (снизу вверх) SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . В почвах SiO_2 составляет чаще всего 48–44 %; а Al_2O_3 – 14–19 %; в почвообразующих породах содержание SiO_2 почти всегда больше 50 %, а Al_2O_3 – больше 20 %;

соответственно снижаются снизу вверх и содержания TiO_2 , MgO ; потери при прокаливании, наоборот, увеличиваются в два-три раза за счет высокого содержания в почвах органического вещества (15,56–29,13 %). Содержание воды колеблется в пределах 3,94–7,72 %, уменьшаясь в почвах, а K_2O по разрезу и по площади проявляется неодинаково. В одних участках его примерно равное количество в породах и в почвах, в других – несколько снижается (снизу вверх от 3,00 до 2,62 и т.д.). Содержание Na_2O чаще менее 1 % и особых колебаний по разрезу не испытывает.

Результаты химического анализа глинистых фракций были нами использованы для расчетов структурных формул. Они выявили минеральную неоднородность глинистой составляющей почвообразующих пород и почв, что подтверждено различными методами исследований. Лишь пересчет некоторых проб показали преобладание в высокодисперсной фракции либо гидрослюда, либо монтмориллонита. Методы вычисления структурных формул по химическим анализам для смешанослойных образований пока не разработаны.

Реакция среды почвенного субстрата с глубины 1 м колеблется в широких пределах (рН от 3,9 до 7,1–7,6) и зависит от многих факторов /Почвоведение, 1958; Ананьев, Коробкин, 1980; Гуськов, 1947; Зайцев, 1965; Перельман, 1975/.

Сопоставляя результаты химико-минералогических исследований высокодисперсных минералов почвообразующих пород и почв с типами почв района исследований, можно сделать следующие предварительные выводы.

На площади развития черноземов, выщелоченных и оподзоленных, и серых лесных почв, приуроченных к степной зоне (подзона лесостепи), характерно интенсивное развитие в высокодисперсной части пород и почв смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа и новообразованного монтмориллонита за счет гипергенного преобразования гидрослюда (отчасти хлорита) в условиях слабокислой, нейтральной и слабощелочной реакции среды (6,0–7,6). Территориально эти процессы интенсивно протекают в Восточной части Сузунского, на большей части Черепановского и в Западной части Маслянинского районов /География ..., 1981; Гуськов, 1947; Карта ..., 1964/.

Как известно, самые плодородные почвы Новосибирской области – черноземы и серые лесные. Дерново-подзолистые нуждаются в

известковании, а также в минеральных и органических удобрениях.

На территории Мошковского района широко развиты серые лесные и в меньшей мере темно-серые лесные почвы (подзона темнохвойной тайги в лесной зоне); в прибрежной зоне р.Оби - дерново-слабоподзолистые. Сходный состав почв установлен и в Болотнинском районе. Для высокодисперсных частиц почвообразующих пород и почв этих районов характерна средняя степень интенсивности деградации гидрослюда в смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа и монтмориллонит. Эти процессы почти совсем подавлены на участках развития дерново-глубокоподзолистых и болотных торфяных перегнойных почв, характеризующихся кислой реакцией среды (менее 6,0).

На территории Тогучинского района преобладают черноземы выщелоченные, среднегумусовые, среднемощные и оподзоленные, реже лесные серые и темно-серые почвы. Для высокодисперсной фракции почвообразующих пород и почв характерна интенсивная деградация гидрослюда через смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа в монтмориллонит. Реакция среды пород и почв от нейтральной до слабощелочной.

В результате изучения минералогического состава высокодисперсной фракции почвообразующих пород и почв возможно проследить направленность гипергенного преобразования гидрослюда в монтмориллонит через смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа как по разрезу, так и по площади и увязать в общих чертах это явление с природными зонами, подзонами и типами почв, с реакцией среды. Следующим этапом исследований будет выяснение связи этого явления с микроландшафтными, гидрогеологическими и гидрогеохимическими особенностями территории исследования с тем, чтобы выработать рекомендации по определению зоны минерального питания растений и по повышению культуры землепользования.

Литература

ПОЧВОВЕДЕНИЕ / Александрова Л.Н., Антипов-Каратаев И.Н., Гаркуша И.Ф. и др. М.: Сельхозиздат, 1958. 440 с.

АНАНЬЕВ В.П., КОРОБКИН В.И. Минералы лессовых пород. Ростов н/Д: Изд. Ростовского ун-та, 1980. 200 с.

- ГЕОГРАФИЯ Новосибирской области. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1981. 78 с.
- ГРИМ Р.Е. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1959. 454 с.
- ГУСЬКОВ Н.И. Почвы Новосибирской области. Новосибирск: ОГИЗ, 1947. 168 с.
- ЗАЙЦЕВ Б.Д. Почвоведение. М.: Лесная промышленность, 1965. 368 с.
- КАРТА типов почв Новосибирской области / Под ред. Р.К.Ковалева. Новосибирск, 1964. Ин-т почвоведения СО АН СССР.
- ЛАРИОНОВ А.К. Методы исследования структуры грунтов. М.: Недра, 1971. 200 с.
- МЕТОДИЧЕСКОЕ руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М.: Гостехиздат, 1957. 448 с.
- ПЕРЕЛЬМАН А.И. Геохимия ландшафта. М.: Выс. школа, 1975. 342 с.
- РАКШИНСКАЯ Л.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М.: Недра, 1966. 106 с.
- САХИБГАРЕЕВ Р.С., ПИТКЕВИЧ В.Т. О природе гидрослюды 2М на примере древних кор выветривания и отложений осадочного чехла Западно-Сибирской низменности. - Докл. АН СССР, 1969, т.185, № 2, с.433-436.
- ГРУНТОВЕДЕНИЕ / Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зянги-ров Р.С. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 596 с.
- СЕРДУК З.Я., РОЕНКО Н.П. Минералогия глин коры выветривания Барлакского района. - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965, с.77-80.
- ТОРФАНЮК Ф.С. Литолого-минералогическая характеристика лессовых пород Центральной части Новосибирского Приобья с связи с оценкой их инженерно-геологических свойств. Автореф. канд. дисс... Томск, 1970. 28 с.
- УИВЕР Ч.Е. Распространение смешанослойных глинистых минералов и их определение в осадочных породах. - В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962, с.342-368.
- ХРАПОВ В.С. Состав глинистой фракции лессовых пород степных блюдцев района г.Искитима. - Труды СНИИГТимСа, т.106. Новосибирск, 1970, с.55-56.

ХРАПОВ В.С. Минеральный состав глинистой фракции лессовых пород Новосибирского Приобья в связи с их просадочностью. — Изв. вузов. Стр-во и архитектура, 1971, № 2, с.32-37.

ХРАПОВ В.С. Состав и свойства лессовых пород нижнего — среднего плейстоцена правобережья р.Оби (Бердь-Обское между-речье). Автореф. канд. дисс... Томск, 1973. 26 с.

ШАРОВ В.И. Плейстоценовые глинистые породы Восточной Барабы. Автореф. канд. дисс... Томск, 1970. 28 с.

А.А.Файков, В.С.Баженов

БЕНТОНИТОВЫЕ ФОРМОВОЧНЫЕ ГЛИНЫ НЕОГЕНА ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ

Геология и вещественный состав

Бентониты в Омском Прииртышье приурочены к верхней части разреза павлодарской свиты. Продуктивная толща представлена плотными, жирными темно-серыми, зеленовато-серыми и желтовато-серыми монтмориллонитовыми глинами с полураковистым изломом. Мощность ее варьирует в пределах 4-10 м. Для вскрышных пород, представленных покровными верхнечетвертичными глинами, она колеблется от 1 до 5,5 м и в большинстве случаев не превышает 2,5-3 м. Вниз по разрезу бентонитовые глины сменяются либо светло-серыми тонко-мелкозернистыми песками кварц-полевошпатового состава, либо желтовато-серыми алевритовыми гидрослюдистыми глинами павлодарской свиты. В ряде случаев продуктивная бентонитоносная толща подстилается глинами таволжанской свиты. Осадконакопление осуществлялось в условиях слабовыраженной озерной трансгрессии. Формирование существенно монтмориллонитовых (содержание монтмориллонита 60 % и более), т.е. бентонитовых глин с высокой обменной емкостью (более 50 мг·экв. на 100 г сухой глины) связывается с прибрежно-лагунными условиями осадконакопления. Такая обстановка характерна для периферийных зон павлодарского бассейна осадконакопления и для островных участков. Известное в Омской

области Любинское месторождение бентонитовых глин приурочено как раз к островному участку суши, сложенному породами таволжанской свиты, в прибрежной части которого в павлодарское время происходило накопление и образование существенно монтмориллонитовых (бентонитовых) глин. Отложения формировались в условиях высыхающих солоноватых и соленых озер, в обстановке засушливого климата, в условиях щелочной среды, с рН более 7,4, с высоким окислительным потенциалом, с интенсивным накоплением углекислых соединений кальция. Эта обстановка была близкой к полупустынной обстановке современности. Аридизация в павлодарское время достигла максимального уровня по сравнению с другими эпохами. Озерные бассейны, в которых происходило формирование отложений павлодарской свиты, имели распространение на севере примерно до широты $55^{\circ}30'$ (д.Бещеул), на юге — до широты 54° . Аридный климат, ветровая деятельность, щелочная среда в водоемах были благоприятны для формирования монтмориллонитовых (бентонитовых) глин. Возможными источниками монтмориллонита являлись:

а) глины таволжанской свиты, сложенные монтмориллонитом на 20–50 %;

б) гидрослюдистая часть размываемых пород, в процессе седиментации и диагенеза преобразованная в монтмориллонит;

в) монтмориллонит, образующийся в результате выветривания полевых шпатов и гидрослюда, слагающих породы в области сноса;

г) коллоиды и растворы соединений Si, Al, Fe, Mg и др., коагулировавшие и осаждающиеся с последующей раскристаллизацией в монтмориллонит. Все четыре источника играли существенную роль в формировании монтмориллонитовых глин, но первые три были, очевидно, главными.

В соответствии с генетической классификацией месторождений бентонитовых глин Н.В.Кирсанова /Ратеев, 1972/, бентониты Омского Прииртышья относятся к осадочному типу, его второму терригенно-коллоидно-осадочному подтипу, месторождения которого образовались на платформах в результате перестроения и диагенетического изменения аллотигенного материала и раскристаллизации коллоидно-дисперсных продуктов разрушения осадочных пород.

Минералогический состав. Многочисленными петрографическими, электронно-микроскопическими, термическими и рентгеноструктурными анализами, проведенными в НИИгеолнатуре и лаборатории ПГО

"Новосибирскгеология", установлено, что бентонитовые глины Омского Прииртышья сложены преимущественно монтмориллонитом (50-80 %), смешанослойными образованиями гидрослюда-монтмориллонитового типа (15-35 %), гидрослюдой (до 5 %), кварцем, каолинитом и кальцитом (до 5 %).

Монтмориллонит находится в глине в тонкодисперсной форме, о чем свидетельствует диффузность дифракционного спектра этого минерала на дифрактограммах. Только ориентированные препараты дают серию базальных отражений.

Монтмориллонит в этих препаратах устанавливается на дифрактограммах по отражениям от плоскости (001) с $d = 14,6-15,9 \text{ \AA}$. После насыщения препарата этиленгликолем первый пик приобретает значения $17,0-18,7 \text{ \AA}$, при этом на некоторых дифрактограммах появляется целочисленная серия рефлексов, кратных этому значению $d_{001} - 8,5 \text{ \AA}$ и $d_{002} - 5,58 \text{ \AA}$. Все это свидетельствует об отсутствии среди монтмориллонитовых пакетов гидрохлорита или вермикулита. Под влиянием диагенетических преобразований монтмориллонит оказался существенно разрушенным. Содержание его, грубо оцененное по интенсивности пиков на дифрактограммах, составляет 50-80 %, но обычно 60-70 % (рис.1).

Кривые термического анализа имеют типичную конфигурацию, характерную для монтмориллонита и смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа (см. рис.1).

Следует отметить, что кривые нагревания глин и выделенных из них фракций менее 0,01 мм также имеют однотипные конфигурации с тремя эндотермическими эффектами. Первый - в интервале температур $100-230^{\circ}\text{C}$, самый глубокий; иногда осложнен едва выраженным дополнительным при $180-230^{\circ}\text{C}$ и связан с потерей адсорбционной и межпакетной воды, которой много в глинистых минералах с набухающей решеткой.

Второй пик при $400-600^{\circ}\text{C}$ в 2-3 раза меньше первого, а третий - в интервале температур $700-850^{\circ}\text{C}$ - едва выраженный. Оба они соответствуют удалению конституционной гидроксильной воды.

Судя по данным термического анализа, относительные содержания монтмориллонита в глинах месторождения колеблются от 60 до 80 %, на долю смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа приходится от 15 до 35 %.

По кривым нагревания выделяются следующие особенности глин

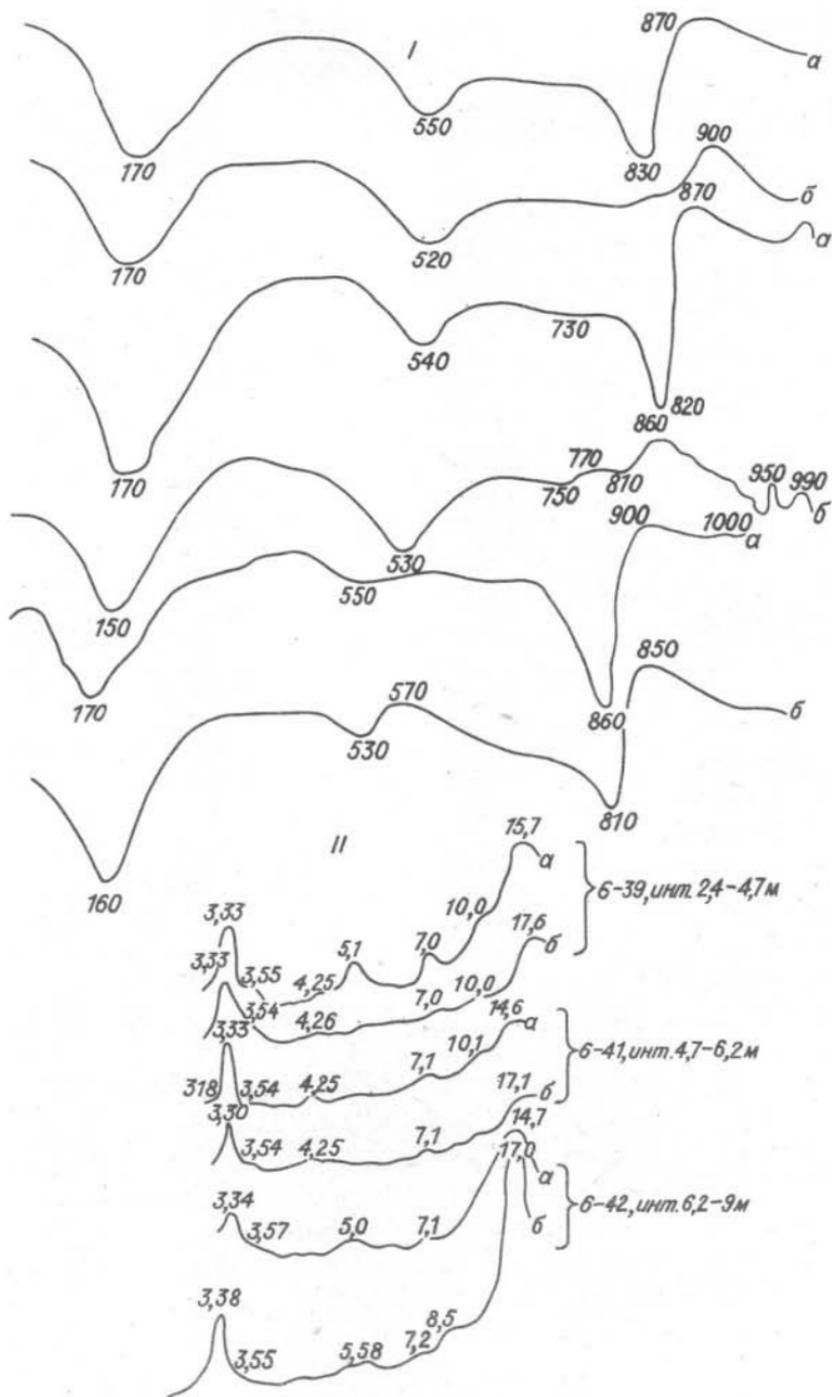


Рис. I. Термограммы и рентгendifрактограммы бентонитовых глин Любинского месторождения (скв. № 6)

I — термограммы: а) породы, б) фракции $< 0,001$ мм; II — рентгendifрактограммы: а) воздушно-сухой образец, б) насыщенный этиленгликолем

месторождения. Присутствие дополнительного эндотермического эффекта при $180-230^{\circ}\text{C}$ на фоне первого основного эндотермического пика указывает на насыщение монтмориллонита Са и Mg, что подтверждается химическим анализом. Наличие третьего эндотермического эффекта на некоторых пробах в интервале температур $810-860^{\circ}\text{C}$ также свидетельствует, что бентониты представлены магниезальными разностями, в которых (сапонитах) почти вся конституционная вода выделяется в интервале $800-900^{\circ}\text{C}$.

По микроскопическим данным (в иммерсии) монтмориллонит устанавливается в виде бесцветных чешуек с характерной для него сповидной, веерообразной и спиралеобразной формой. Показатель преломления по Ng — 1,555, по Np — 1,523. Двупреломление высокое в серовато-желтых и смоляно-желтых тонах (0,022-0,032).

Окрашивание образцов голубым метиленовым красителем сопровождалось изменением цвета до бледно-фиолетового. При добавлении хлористого кальция суспензия окрашивается в сине-голубые тона. Все это подтверждает наличие в пробах монтмориллонита и гидрослюда.

На электронно-микроскопических снимках видно, что основная масса фракции менее $0,001$ мм состоит из тонких ступков неправильной формы, характерных для минералов монтмориллонитовой группы и смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа, среди них встречаются обломки кварца и других пород.

Гидрослюда является вторым компонентом минералогического состава глин месторождения. Она устанавливается на дифрактограммах по отражениям двух высших порядков $d_{001} - 10-10,3 \text{ \AA}$ и $d_{002} - 5-5,1 \text{ \AA}$ (третий порядок отражений обычно маскируется рефлексами кварца, равными $3,34 \text{ \AA}$). Содержание гидрослюда грубо оценивается в пределах 20-30 %. Отсутствие гидрослюдистых отражений на некоторых дифрактограммах может свидетельствовать о несовершенстве структуры этого минерала (см. рис. I).

Этот факт устанавливается и при микроскопическом изучении — на электронных снимках чешуйки гидрослюда имеют размытые очертания за счет ее монтмориллонитизации.

Аналогичные сведения о составе глинистой компоненты получены в процессе отмучивания фракции менее 0,01 мм по характеру высыхания глинистого черепка, который почти у всех изученных образцов был одинаковый: растрескавшийся, с закрученными, иногда лепестковидными краями, с шелковистой поверхностью. Такой характер черепка имеют глины, содержащие в основной своей массе глинистые минералы с набухающей решеткой (монтмориллонит, смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа).

По кривым термического анализа содержание чистой гидрослюда оценивается в 5 %.

Данные химических анализов и состава обменных катионов подтверждают вышеуказанный состав глинистых минералов. Известно, что по результатам химического анализа глинистых фракций можно установить незначительное присутствие монтмориллонита в их составе. По их данным значения H_2O , равные 3,86–5,20 %, и п.п.п. — 5,96–7,08 % уже свидетельствуют о том, что в составе глинистой фракции присутствуют смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа.

В глинистой фракции глин Любинского месторождения H_2O колеблется от 7,18 до 9,29 % (в среднем 8,56 %) и п.п.п. варьирует от 9,28 до 13,38 % (в среднем 10,62 %). Они свидетельствуют о том, что в глинистой составляющей глин Любинского месторождения, преобладающими минералами являются монтмориллонит и смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового типа.

Молекулярные отношения $SiO_2:Al_2O_3$ близки между собой 4,0–4,5, в среднем 4,2. Это позволяет в совокупности с химическим анализом мелкопелитовых фракций говорить о том, что основным породообразующим минералом глин является монтмориллонит с примесью гидрослюда. Окись железа присутствует вместе с глиноземом во всех фракциях, причем в относительно повышенных количествах.

Молекулярное отношение окиси железа к глинозему с увеличением дисперсности частиц остается почти постоянным. Это позволяет предполагать, что в глинах часть глинозема замещена окисью железа, при этом основная ее часть входит в состав свободных гидроокислов железа.

О таком же составе глин свидетельствуют и низкие содержания K_2O (2,78 %), высокая емкость обмена (в среднем по месторождению 54,7 мг.экв.), которая является отражением конкретного состава минералов и дисперсности пород. Р.Е.Гримом /1956 и др./ установлено, что для смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа значения емкости колеблются от 21,0 до 48,8 мг.экв. на 100 г породы. Монтмориллонитовые глины континентального генезиса имеют емкость обмена 70,26 мг.экв.

В глинах Любинского месторождения сумма обменных катионов по пробам колеблется от 20,68 до 86,77 мг.экв., по разведочным пересечениям - от 39,52 до 69,32 мг.экв. (в среднем по месторождению 54,7 мг.экв.). Согласно учению К.К.Гедройца /1925/, поглощающей способностью в глинах обладают частицы размером меньше 5 мкм. Если в соответствии с этим пересчитать полученные цифры на данную фракцию, то сумма обменных катионов возрастает в среднем до 70-75 мг.экв. Все это также подтверждает монтмориллонитовый состав глин месторождения с развитием смешанослойных образований гидрослюда-монтмориллонитового типа.

Каолинит устанавливается рентгеноструктурным и термическим методами. Примесь его обнаруживается по базальным отражениям d_{001} - 7-7,2 Å и d_{002} - 3,54-3,56 Å, которые после насыщения препарата этиленгликолем остаются без изменения. На кривых нагревания каолинит иногда фиксируется экзоэффектом при 940-960°C.

Из неглинистых минералов повсюду обнаруживается содержание кварца, на которое указывают интенсивные базальные отражения 3,33 Å. Примесь кальцита фиксируется на кривых нагревания неглубоким эндоэффектом при 740-770°C.

В отдельных пробах присутствует тонкодисперсная органика. Сгорание её происходит при температуре 380-440°C, о чем свидетельствует экзоэффект на термической кривой.

Гранулометрический состав. Глины павлодарской свиты относятся к разряду тонкодисперсных глинистых пород. Содержание глинистых частиц (фракция менее 0,005 мм) колеблется от 41,2 до 94,8 %, обычно составляет 68-78 %. При этом пределы колебаний коллоидных частиц (для Любинского месторождения) следующие: фракция менее 0,001 мм - 34,7-77,9 %, фракция 0,001-0,0001 мм - 23,6-42,0 % ; фракция менее 0,0001 мм - 24,7-37,0 %. Пылеватые частицы (фракция 0,05-0,005 мм) присутствует в количестве 16,2-56,8 %, обычно их содержание составляет 16-37 %. Доля песчаных

частиц (фракция более 0,05 мм) очень невелика и составляет в среднем 1,5–4,7 %, обычно 2–3,5 %.

В вертикальном разрезе отмечается определенная закономерность в изменении гранулометрического состава – степень дисперсности несколько уменьшается для желто-серых, желто-бурых алевритовых глин по сравнению с их темно-серыми, зеленовато-серыми разностями. В желто-серых глинах падает содержание глинистых частиц и увеличивается доля пылеватых, а песок при этом составляет 0,4 % против 3–5 % в темно-серых. Такой показатель, как коллоидальность, характеризующий содержание частиц менее 0,0001 мм, изменяется от II до 30 % (для глин Любинского месторождения) и в среднем составляет 22 %. Невысокая коллоидальность глинистых пород свиты связана с высокой степенью агрегативности коллоидных частиц. Гранулометрический состав глинистых частиц по результатам микроагрегатного анализа выглядит следующим образом:

Фракция, мм	Содержание, %	Среднее, %
до 0,05	5,2–20,1	8,4
0,05–0,005	35,5–68,9	52,0
0,005–0,001	18,1–40,5	29,2
менее 0,001	6,2–17,7	10,4

Из вышеприведенных данных видно, что глинистые частицы (фракция менее 0,005 мм) присутствуют в количестве 24,3–58,2 %, в среднем 39,6 %, в то время как дисперсный анализ дает преимущественно значения 60–75 %. Аналогичная закономерность отмечается и в пылевой фракции.

Пластичность глинистых пород тесно связана с содержанием глинистых частиц, здесь прослеживается прямо пропорциональная зависимость – чем выше содержание глинистых частиц, тем выше пластичность. Глины павлодарской свиты высоко пластичны по сравнению со всеми рассматриваемыми глинистыми породами неоген-верхнечетвертичного возраста. Число пластичности в среднем составляет 24,2–40,5, обычно не опускается ниже 25–30, по отдельным разностям достигает 67,5. Максимальные значения характерны для темно-серых, темно-бурых плотных жирных глин. В желто-серых алевритовых разностях снижается до 14–25.

Химический состав. Ведущим компонентом химического состава пород павлодарской свиты является кремнезем. Его содержание ко-

леблется от 49,5 до 62,4 % и обычно составляет 56–58 %. Далее следует глинозем, его в среднем 15,0–19,6 %, в отдельных пробах отмечается до 20–20,5 %. Интенсивная обожренность, наличие пятен ожелезнения, создающих пестроцветную (желтую, буроватую) окраску осадков павлодарской свиты, связано с присутствием окислов железа, среди которых преобладают окисные формы трехвалентного железа (Fe_2O_3). Его содержание в глинах в среднем изменяется от 3,4 до 7,7 % и обычно составляет 5–7 %. Слабо-зеленоватые оттенки пород свиты обусловлены наличием закисных форм двухвалентного железа (FeO), содержание которого в глинах Любинского месторождения составляет 0,1–0,7 %. При этом в желто-серых алевритовых глинах содержание FeO резко уменьшается, что, очевидно, обусловлено переходом двухвалентного железа в трехвалентное и указывает на смену восстановительных условий (Eh до 0,5 В) окислительными (Eh до 0,6–0,65 В).

Химический состав мелкопелитовых фракций резко отличается от валовых проб. В них отмечается повышенное содержание Al_2O_3 (на 0,99–8,04 %) и Fe_2O_3 (на 0,82–40,8 %) и пониженное содержание SiO_2 (на 1,08–13,19 %). Молекулярные отношения $SiO_2:Al_2O_3$ близки между собой (3,0–3,7), для мелкопелитовых фракций они составляют 2,3–2,6.

Отличительным признаком пород павлодарской свиты является высокое содержание окислов кальция и магния. Их суммарное содержание в среднем колеблется от 4,4 до 11,8 % и обычно составляет 6,5–7,5 %. В отдельных пробах содержание $CaO+MgO$ достигает 20–28 %. Так, например, на Любинском месторождении по разведочным пересечениям средневзвешенное содержание $CaO+MgO$ изменяется от 4,4 до 14,3 %. При этом около 74 % исследованных проб характеризуются содержанием $CaO+MgO$ до 8,0 % и остальные содержат эти компоненты в количестве от 8 до 10 %. Следует отметить, что доля $CaO+MgO$ в желто-серых глинах на 0,5–0,6 % ниже, чем в темно-серых, что связано с повышенным содержанием диагенетических известковистых включений в более плотных и высокопластичных глинах.

Окись кальция является преобладающей, ее содержание в среднем изменяется от 3 до 9 %. Окись магния присутствует в количестве 0,7–3,1 % и обычно не превышает 2–2,5 %. Существующая разница в содержании окислов кальция и магния обусловлена формой

их присутствия, минералогическим составом. Окись кальция в глинах павлодарской свиты связана в основном с кальцитом, что подтверждается данными минералогического анализа и химическим составом мелкопелитовых фракций, в котором ее количество резко уменьшается по сравнению с данными химических анализов валовых проб. Эта разница составляет 1,7–10 % и возрастает прямо пропорционально содержанию CaO в валовых пробах. Этот факт свидетельствует о том, что основная часть окиси находится в виде крупнозернистых включений. На присутствие кальцита в значительных количествах указывают высокие содержания CO_2 – от 0,06 до 8,44 % и для подавляющего количества проб (66 %) – 2,17–8,44 %. Исследованиями установлено, что массовая доля CO_2 возрастает с увеличением содержания $\text{CaO}+\text{MgO}$. Так, например, содержанию $\text{CaO}+\text{MgO}$ до 5–5,5 % соответствует массовая доля CO_2 0,06–1,92 %; $\text{CaO}+\text{MgO}$ 6–13,51 % – CO_2 2,17–8,44 %. Сокращенный химический анализ известковистых включений показал следующий их состав (%): $\text{CaO} = 39,25$; $\text{MgO} = 0,15$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2$; $\text{K}_2\text{O} = 0,5$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,44$; $\text{S}_{\text{сульф}} = 0,01$. Таким образом, основную часть известковистых включений составляет кальцит, его 70 %. В незначительных количествах присутствуют сидерит FeCO_3 и доломит $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$.

Учитывая вышеизложенное, следует считать, что основная доля MgO в глинах павлодарской свиты входит в состав кристаллических решеток монтмориллонита и гидрослюда, являющихся главными породообразующими минералами для изучаемых пород. Это обстоятельство также подтверждается повышенным содержанием MgO в мелкопелитовой фракции глин (на 0,31–3,5 % по сравнению с валовыми пробами) при одновременном уменьшении содержания CaO . Следует отметить, что часть окислов кальция также, по-видимому, входит в состав кристаллической решетки монтмориллонита и гидрослюда. На этот факт указывает дефицит CO_2 , т.е. определенному содержанию CO_2 должно соответствовать определенное содержание CaO при условии, что эти два компонента связаны в форме кальцита. В нашем случае отмечается избыток CaO , что говорит в пользу нахождения этого окисла в кристаллических решетках породообразующих слюдястых минералов. По кривым термического анализа также выделяются эти особенности химического и минерального состава глин павлодарской свиты.

О насыщенности глин павлодарской свиты карбонатным материа-

лом свидетельствует карбонатный модуль. Его величина в большинстве случаев не опускается ниже 0,100 и в среднем составляет 0,101-0,184. По мере удаления от периферийных частей павлодарского бассейна седиментации и приближения к центральной он снижается до 0,070-0,082 (районы г.Калачинска и с.Оконешниково). Возможно, этот факт обусловлен удалением от источника сноса и тем, что карбонатный материал осаждался вблизи береговой линии павлодарского бассейна в мелководных условиях.

Из других компонентов следует отметить постоянное присутствие окислов калия и натрия, при постоянном преобладании первого. Содержание окиси калия изменяется в среднем от 2 до 2,4 %, окиси натрия - от 0,8 до 1,1 %. Суммарное их содержание 2,7-3,4 %. В мелкопелитовой части глин наблюдается уменьшение Na_2O на 0,07-1,1 %.

Глины павлодарской свиты характеризуются высокими значениями потерь при прокаливании (8,6-11,6 %), что косвенно свидетельствует о присутствии монтмориллонита в минералогическом составе пород, о чем уже упоминалось ранее. В глинах постоянно присутствует окись титана в количестве 0,3-0,8 %, обычно 0,7-0,8 %, в отдельных случаях встречаются окислы марганца в количестве 0-0,4 %.

Весьма отличительным и характерным признаком глин павлодарской свиты является их высокая обменная катионная емкость по сравнению с другими глинистыми породами неоген-верхнечетвертичного возраста. Обменный катионный комплекс довольно детально изучен для верхней части разреза на глубину до 8-10 м более или менее равномерно на всей площади распространения павлодарской свиты (табл. I).

Анализ приведенных данных говорит о том, что в обменном комплексе глин павлодарской свиты существенно преобладают магний и кальций. Высокая емкость обмена и преобладание обменных катионов кальция и магния указывает на монтмориллонитовый щелочно-земельный состав глин.

Сумма обменных катионов для различных районов изучаемого региона колеблется от 24,7 до 99,8 мг.экв./100 г. Монтмориллонитовые глины с суммой обменных катионов более 50 мг.экв. классифицируются как бентонитовые. В нашем случае, учитывая минеральный гранулометрический, химический состав и высокую емкость обмена

Таблица I

Обменная емкость и катионный состав глин павлодарской свиты
(мг.экв./100 г)

Месторождение, участок	Содержание обменных катионов, мг.экв.					Коэффициент щелочности
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	сумма	
Любинское месторождение	<u>6-38,0</u>	<u>5,8-44,5</u>	<u>0,9-18,6</u>	<u>1,1-5,4</u>	54,7	0,23
	15,8	24,3	9,2	2,4		
Неверовский	<u>7,8-28,8</u>	<u>10,5-38,4</u>	<u>10,9-38,4</u>	<u>1,0-3,1</u>	<u>54,7-95,8</u>	0,48
	20,3	29,4	21,6	2,1	73,4	
Большаковский	<u>15,1-35,4</u>	<u>12,5-39,5</u>	<u>9,6-27,8</u>	<u>1,6-2,8</u>	<u>49,4-99,8</u>	0,38
	26,8	29,3	19,5	2,1	77,7	
Черемновский	<u>12,2-36,6</u>	<u>15,5-45,8</u>	<u>7,7-27,8</u>	<u>1,1-3,1</u>	<u>44,1-86,2</u>	0,34
	19,5	28,5	14,6	2,0	64,6	
Лагушинский	<u>17,6-27,3</u>	<u>6,9-30,8</u>	<u>1,7-22,4</u>	<u>1,3-3</u>	<u>28,7-82,5</u>	0,33
	21,8	19,2	11,3	2,1	54,4	
Панковский	<u>9,3-23,6</u>	<u>18,8-31,9</u>	<u>6,5-13,5</u>	<u>1,6-3,3</u>	<u>40,2-64,8</u>	0,29
	15,8	23,4	9,1	2,4	50,7	
Азовский	<u>10,2-23,6</u>	<u>9,8-23,3</u>	<u>0,9-9,2</u>	<u>1-3,1</u>	<u>30,6-59,0</u>	0,18
	17,9	18,4	4,9	1,8	43,0	
Каракульский	<u>17,6-32,4</u>	<u>7,3-20,5</u>	<u>1,3-4,4</u>	<u>1,0-2,6</u>	<u>28,1-52,6</u>	0,11
	24,5	14,6	2,5	1,8	43,4	
Конезаводской	<u>11,4-29,4</u>	<u>4,3-22,1</u>	<u>0,4-3,9</u>	<u>0,8-2,8</u>	<u>22,0-56,9</u>	0,11
	20,8	14,3	2,2	11,7	39,0	
Богоосповский	25,5	10,0	5,4	1,9	42,8	0,21
Береговой	<u>18,5-23,2</u>	<u>12,0-31,9</u>	<u>3,8-7</u>	<u>2,6-2,8</u>	<u>36,8-64,6</u>	0,18
	20,8	22,0	5,2	2,7	50,7	

(более 50 мг.экв./100 г), глины павлодарской свиты Любинского месторождения, Неверовского, Большаковского и Черемновского участков можно отнести к бентонитовым. Уменьшение количества обменных катионов связывается с желто-серыми алевроитовыми глинами, что является закономерностью для всего изучаемого региона.

Для глин павлодарской свиты, сформировавшихся в прибрежной части бассейна осадконакопления на расстоянии около 10-20 км от береговой линии, характерно высокое содержание обменных катионов. Сумма достигает 80-100 мг.экв./100 г и редко опускается ниже 70 мг.экв. Это обстоятельство косвенно указывает, что глины почти полностью сложены монтмориллонитом и являются бентонитовыми. К юго-востоку, в центральной части рассматриваемого региона, сумма обменных оснований в глинах павлодарской свиты редко превышает 50 мг.экв. Отдельные исключения из этого правила объясняются наличием островной суши, сложенной монтмориллонитовыми породами

таволжанской свиты и являющейся локальным источником сноса разрушенного материала в павлодарский бассейн.

Области применения бентонитов

Бентонитовые глины Омской области пригодны в качестве формовочного сырья для черной металлургии, по ряду показателей они не уступают бентонитам других месторождений СССР (табл.2).

Таблица 2

Краткая характеристика и промышленные запасы бентонитовых глин некоторых месторождений СССР

Месторождение	Запасы, млн. т	Сумма обменных катионов, мг. экв./100 г	Предел прочности при сжатии, кгс/см ²	
			во влажном состоянии	в высушенном состоянии
Дюбинское (Омская обл.)	20,4	54,73	0,9-I,43	3,5-7,0
Зырянское (Курганская обл.)	27,9	64,4	I,II-I,6	3,5-5,6
Саритюхское (АрмССР)	42,7	73,35	I,4	6,1
Асканское	10	64,5-II9	I,2-I,4	4,0
Черкасское (УССР)	18,7	74,4	I,3	7,0
Огланлинское (ТССР)	13,8	86	I,2	6,5
Гумбрийское (ГССР)	4,4	82,3	I,25	4,4
Биклянское (ТатАССР)	24,9	48,4	0,9-I,1	6,1

В соответствии с ГОСТом 3226-77 на месторождении выделяется восемь марок бентонита при существенном преобладании глин среднесвязующих во влажном и высушенном состоянии с низкой термохимической устойчивостью -БС2 Т₃. Содержание глин марки БС2 Т₃

составляет 58,3 % всех запасов, 90,7 % запасов составляют глины марок БС₁ Т₃, БС₂ Т₃ и БМ₂ Т₃.

Проведенными производственными испытаниями доказана пригодность "любинского" бентонита для приготовления формовочных, стержневых, облицовочных смесей (стальное, чугунное и цветное литье) и красок для покрытия металлических форм /Зальцман и др., 1976; Файков, Шустикова, 1981/. В связи с высоким содержанием крупнозернистых включений карбонатов (в среднем 3,0 %) бентонитовые глины Любинского месторождения могут использоваться в виде глинопорошка. Запасы бентонитов по категории В+С₁ составляют 20,4 млн.т. Возможен прирост запасов (запасы категории С₂ определены в количестве 42,7 млн.т). Разведанные по промышленным категориям запасы бентонитового сырья при проектной производительности завода глинопорошков 250 тыс.т/год обеспечат его бесперебойную работу в течение почти 78 лет. Месторождение подготовлено для промышленного освоения открытым способом. Окупаемость капитальных затрат на строительство карьера, завода глинопорошков, жилищно-культурное строительство и прочие объекты составляет 5,9 лет при годовой прибыли 1,3 млн. рублей /Файков, Шустикова, 1981/.

При комплексной оценке месторождения изучалась возможность использования "любинского" бентонита в качестве глинистого бурового, адсорбционного и керамзитового сырья, в качестве связующих добавок в железорудных окатышах. Они оказались пригодны для приготовления тяжелых глинистых буровых растворов с выходом до 5 м³, что соответствует самой низкой марке глинопорошков Б-9. Потребность в глинах такого низкого качества отпала.

Как адсорбционное сырье глины месторождения характеризуются низкой отбеливающей способностью 1,3-1,8. Активация их кислотами повышает этот фактор. Запасы адсорбционных глин на Любинском месторождении составляют 965,9 тыс.т.

Бентонитовые глины Любинского месторождения характеризуются высокой вспучиваемостью и дают керамзитовый гравий объемной массой 0,2-0,5 г/см³. Однако присутствие в глинистом сырье повышенного содержания карбонатного материала в виде крупнозернистых включений вызывает разрушение гранул керамзитового гравия. Поэтому бентонитовые глины не пригодны для производства керамзита по традиционной технологии.

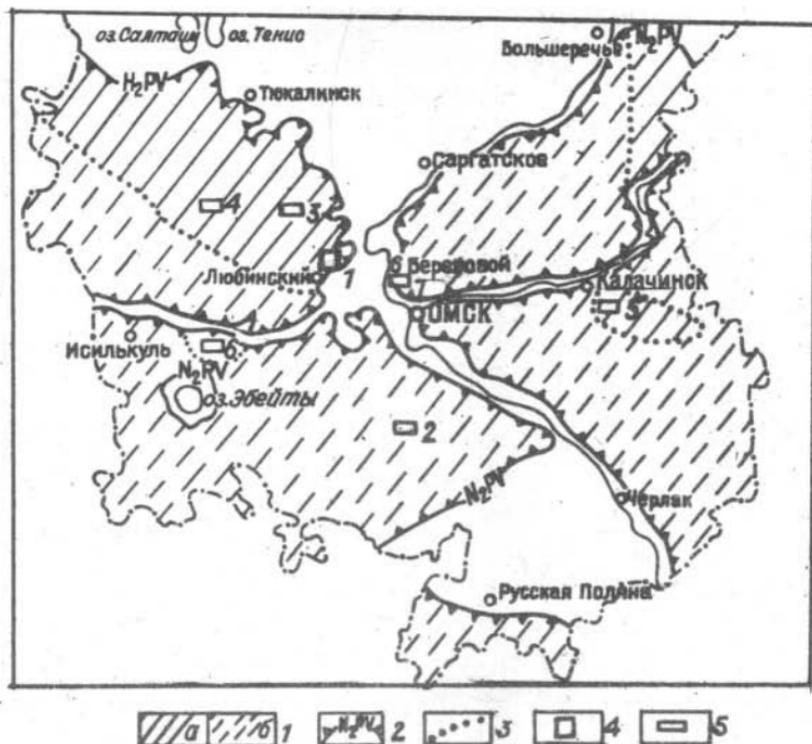


Рис.2. Прогнозная геологическая карта на бентонитовые глины Омского Приуралья

I – продуктивные бентонитоносные породы: а – высокоперспективные области, б – перспективные области; 2 – границы и возраст продуктивных отложений; 3 – границы областей с различными перспективами; 4 – разведанные месторождения бентонитов (неэксплуатируемые); 5 – месторождения и проявления бентонитов: I – Любинское, 2 – Неверовское, 3 – Большаковское, 4 – Черемновское, 5 – Лагушенское, 6 – Панковское, 7 – Береговое

В качестве сырья для связующих добавок в железорудных окатышах щелочно-земельные глины Любинского месторождения не отвечают требованиям временных технических условий НИИКМА по коэффициенту щелочности, ионообменной емкости, сумме щелочных обменных катионов, величине набухания, дисперсности. Производственные ис-

пытания подтвердили непригодность "любинских" бентонитов для приготовления железорудных окатышей.

Учитывая вещественный состав бентонитов Омской области, можно предположить, что они могут быть использованы в сельском хозяйстве как поглотители выделений животных и птиц, как кормодобавки и как добавки в почвы для улучшения их агротехнических свойств. Обменно-катализаторские свойства бентонитов (Любинское месторождение) повышаются при активации их двууглекислым натрием в количестве 2,5-5 %. При этом сумма обменных катионов возрастает до 66-124 мг·экв. и в среднем составляет 80-88 мг·экв. (в неактивированных разностях - 54 мг·экв.). В ряде случаев отмечается переход кальциево-магниевого бентонитов в натриево-кальциевые. Наиболее перспективными в этом плане следует считать бентонитовые отложения, развитые севернее ж.д. Омск-Тюмень (рис.2).

Литература

ГРИМ Р.К. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
ГЕДРОЙЦ К.К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы как основа генетической почвенной классификации. - Труды Носовской с.-х. опыт.станции, 1925, вып.30.

ЗАЛЫЦМАН И.Г., СПОТИН Н.Н., ФАЙКОВ А.А. Любинское месторождение бентонитовых глин - база формовочного сырья в Западной Сибири. - В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИПТИМСа, 1976, с.112-115.

РАТЧЕВ М.А. Особенности формирования бентонитовых глин гидротермального, вулканогенно-осадочного и осадочного (терригенного) типов. - В кн.: Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. М.: Недра, 1972, с.62-63.

ФАЙКОВ А.А., ШУСТИКОВА А.Н. Любинское месторождение - база формовочного сырья. - Разведка и охрана недр, 1981, № 5, с.21-22.

В.И.Тараненко, Е.П.Акульшина,

Ю.Т.Яныгин, Р.А.Затхей,

А.М.Фомин, Т.П.Аксёнова, Г.М.Писарева

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-ГЛИНИСТЫХ
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р.ВИЛОЙ
(Восточный борт Тунгусской синеклизы)

Восточный борт Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения р.Вилой) принадлежит к числу наиболее изученных частей региона. Несмотря на это, до настоящего времени представления исследователей об условиях формирования верхнепалеозойских отложений не только самые разноречивые, но часто и прямо противоположные.

В разрезе верхнепалеозойских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения р.Вилой) установлено присутствие трех терригенных толщ: средне-позднекаменноугольной (лапчанская свита), среднекаменноугольной-раннепермской (ботуобинская свита) и позднепермской (боруллольская свита). Положение в структуре региона предопределяет наличие сокращенных мощностей и даже полное выклинивание отдельных горизонтов, сильную фациальную изменчивость.

Отложения лапчанской свиты (C_{2-3}) несогласно залегают на размытой поверхности терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя, перекрываются осадками ботуобинской свиты и представлены глинами, алевролитами, песками. По минеральному составу обломочного материала выделяются аркозово-кварцевые, олигомиктово-кварцевые и собственно аркозные разности, причем первые резко доминируют. Грубообломочный материал представлен плохо окатанными обломками пород раннего палеозоя, реже галькой и гравием экзотических пород и присутствует преимущественно в базальном горизонте, иногда по всему разрезу. В бассейне р.Бол.Ботуобия грубообломочный материал практически отсутствует и весь разрез сложен в основном алевроглинистыми осадками.

Отложения ботуобинской свиты ($C_2^2 - P_1^1$) залегают согласно, иногда с незначительным размывом на осадках лапчанской свиты или на эродированной поверхности раннепалеозойского цоколя и перекрываются с размывом отложениями поздней перми, триаса и ранней вры. Сложена она песчаниками и алевролитами. В нижней

части разреза отмечаются крупнозернистые пески и гравелиты, а в верхах — алевролиты. В целом характерно поглубление материала в средней, реже в верхней части песчаного разреза. По минеральному составу обломочного материала преобладают аркозово-кварцевые и олигомиктово-кварцевые разности, реже отмечаются собственно аркозы. Обломочный материал представлен мелкой галькой, чаще кварц-кремнистого состава, и обломками подстилающих терригенно-карбонатных пород раннего палеозоя. Реже встречаются галька кварцитов и эффузивов.

Отложения боруллойской свиты (P_2) с разрывом залегают на различных горизонтах ботубинской или на эродированной поверхности пород нижнего палеозоя. Основная часть разреза свиты сложена средне-крупнозернистыми песчаниками, в основании его часто отмечаются гравелиты и галечники. Выше по разрезу залегают глины, алевролиты, встречаются прослой углей. По минеральному составу обломочного материала преобладают олигомиктово-кварцевые, собственно аркозовые и граувакково-аркозовые разности. В незначительном количестве встречаются аркозово-кварцевые, полевошпатово-граувакковые, собственно граувакковые и мономинеральные кварцевые разности. Грубообломочный материал представлен галькой кварца, кварцита, кремня, эффузивов. Весьма характерной особенностью нижней части разреза боруллойской свиты, отличающей её от подстилающих, является сильная выветрелость обломочного материала.

Устойчивость в разрезе верхнепалеозойских отложений комплекса тяжелых минералов указывает на длительное и стабильное функционирование питающих областей, что позволяет на данной стадии изучения относить их к одной сложной терригенно-минералогической провинции. Вероятней всего, что основная масса терригенного материала, особенно метаморфического, в каменноугольное и пермское время привнесена из древних отложений Байкало-Патомского нагорья, где развиты пегматитовые тела, грейзены, скарны и другие метасоматические образования. Материал кислых изверженных, а также среднепалеозойских осадочных пород мог поступать за счет размыва указанных образований в районе Сунтарского поднятия. Из местных источников сноса поставлялся материал кимберлитов и основных изверженных пород.

В составе пелитовой составляющей преобладают глинистые ми-

нералы аллотигенного происхождения, основными поставщиками которых являлись древние коры выветривания. Глинистое вещество (фракция 0,002 мм) во всех типах пород верхнепалеозойских отложений имеет полиминеральный состав. Изменение соотношения отдельных компонентов наблюдается как по площади изученного района, так и по вертикальному разрезу.

Отложения лапчанской свиты характеризуются преобладанием каолинита и монтмориллонита, первый иногда полностью слагает глинистую фракцию пород. Гидрослюда встречается повсеместно, но в незначительном количестве, также редким компонентом является хлорит. В ботубобинской свите заметно проявляется приуроченность каолинита к цементу кварцевых песчаников, монтмориллонита — к гравелитам. В целом нижняя часть ее представлена ассоциацией каолинит-гидрослюда-монтмориллонит при преобладании каолинита. В верхней части каолинит и монтмориллонит преобладают, гидрослюда и хлорит являются примесью. По сравнению с лапчанской свитой разрез ботубобинской содержит большую долю монтмориллонита, роль которого возрастает, особенно в верхней части. Хлорит иногда доминирует в нижних горизонтах свиты. Глинистое вещество боруллойдской свиты сложено преимущественно монтмориллонитом, в нижней части свиты — только монтмориллонитом. Каолинит присутствует спорадически, иногда в значительных количествах, чаще наоборот, гидрослюда очень мало, встречается диаспор. Наблюдается увеличение содержания монтмориллонита и уменьшение каолинита снизу вверх по разрезу верхнепалеозойских отложений изученного района.

Комплексное изучение химического состава глинистого вещества позволило выявить некоторые закономерности его изменения по вертикальному разрезу и по площади района. От лапчанской к боруллойдской свите понижается среднее содержание титана, натрия, калия, увеличивается — кремния. Проверка гипотезы о равенстве средних содержаний показывает, что лапчанская и ботубобинская различаются по содержанию кальция, калия, натрия и лития, ботубобинская и боруллойдская — по кремнию, алюминию, магнию, калию, натрию. По химическому составу глинистого вещества лапчанская и ботубобинская свиты наиболее близки между собой и отличаются от боруллойдской. Изменение химического состава глинистого вещества по вертикальному разрезу наиболее четко прослеживается по соотношению устойчивых и неустойчивых к выветриванию компонентов

глинистых минералов. В лапчанской свите значения $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$ находятся в пределах 110-400, 10-34 соответственно, в ботубинской свите 10-100 и 1-12, в боруллойской 40-100 и 2-6. Значения $Al_2O_3:TiO_2$ в лапчанской свите колеблется от 20 до 30, в ботубинской - около 40, в боруллойской - от 20 до 100.

Сопоставление содержания малых элементов в глинистом веществе по свитам, по вертикальному профилю, а также по площади изученного района позволило выявить некоторые особенности их распределения. По всем свитам средние для никеля, меди, цинка, галлия и свинца довольно близки, значительной разницы не отмечается и для других элементов, но в целом наблюдается тенденция снижения их в боруллойской свите. Характерно устойчивое содержание ванадия, а также бора (снизу вверх по разрезу). Отмечаются значительные колебания малых элементов по площади района. В лапчанской свите наиболее низкие содержания бора, титана, меди, стронция, циркония, бария и свинца имеются в пресноводных и повышаются в прибрежно-морских отложениях. Значительные колебания по площади характерны для бора и хрома. В отложениях ботубинской свиты количество бора, ванадия, свинца, стронция и бария значительно меняется по площади. Боруллойская свита отличается от нижележащих более равномерным распределением малых элементов по площади, наибольшие колебания имеет свинец.

На основании проведенного литолого-фациального анализа в составе верхнепалеозойской терригенной толщи выделены три группы отложений: а) континентальные; б) переходные от континентальных к прибрежно-морским; в) морские мелководные.

Среди континентальных установлены русловые, пойменные, дельтавиальные и пролювиальные отложения; озерные отложения речных, преимущественно аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских равнин; отложения зарастающих слабозаболачивающихся озер и заливающихся торфяных болот речных, аллювиально-дельтовых и прибрежно-бассейновых равнин. В составе переходных от континентальных к прибрежно-морским образованиям выделяются отложения заливно-лагунного, прибрежного и открытого подвижного мелководий. Морские мелководные фации представлены осадками удаленных от берега частей бассейна.

В пределах площади распространения отложений лапчанской свиты выделяются три фациальные зоны осадков: дельтавиально-про-

лювиальных, озерно-болотных и озерно-лагунных. Первая приурочена к склонам поднятий, вторая – к подножиям склонов, а третья – к бортам впадин.

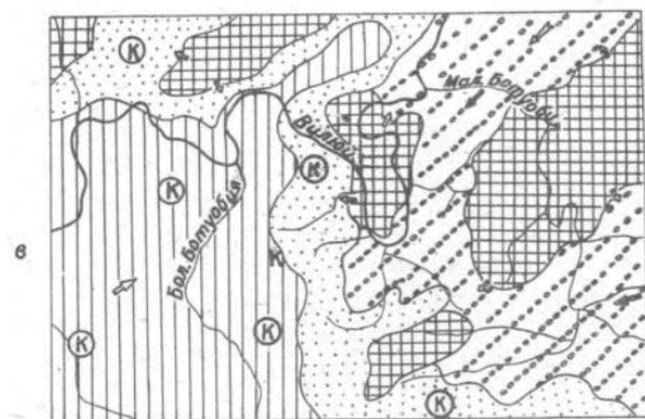
В разрезе ботубинской свиты выделяются следующие фациальные зоны, сменяющие друг друга на площади в разрезе: зона озерно-болотных и лагунных осадков, открытого мелководья бассейна и подводных дельт (при преобладании последних).

В пределах поля развития отложений боруллойской свиты выделяются три фациальные зоны, отражающие изменение условий седиментации. Зона аллювиальных и озерно-болотных осадков пространственно тяготеет к поднятиям, занимая наиболее пониженные участки древнего рельефа между водораздельными пространствами. Зона осадков надводных и подводных дельт (при участии аллювиальных отложений) приурочена к области переходной от поднятий к впадинам. Зона осадков открытого мелководья бассейна и подводных дельт (при преобладании последних) пространственно приурочена к бортам впадин, а зона осадков подводных дельт и открытого мелководья бассейна (при преобладании последних) – к центральным частям.

Анализ распределения фаций каменноугольных и пермских осадков и фациальных зон, а также геохимических параметров глинистого вещества на площади и в разрезе позволили восстановить условия осадконакопления рассматриваемой части региона в позднем палеозое.

В раннекаменноугольную эпоху на рассматриваемой территории установился континентальный режим. Стабильная тектоническая обстановка способствовала формированию поверхности выравнивания, а теплый и влажный климат – развитию гипергенных процессов и формированию площадей коры выветривания.

В начале среднего карбона возобновившаяся активизация тектонических движений привела к незначительной дифференциации территории на впадины и поднятия, что совместно с эрозионными процессами обусловило незначительную расчлененность древнего рельефа. Это способствовало образованию локальных областей аккумуляции. Накопление отложений лапчанской свиты (рисунок, а) началось на ограниченных площадях с выполнения делювиально-пролювиальными осадками отрицательных форм древнего рельефа. Зона подножий склонов и конусов выноса, имеющая развитие в центральной части



- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 10 |
|  | 2 |  | 11 |
|  | 3 |  | 12 |
|  | 4 |  | 13 |
|  | 5 |  | 14 |
|  | 6 |  | 15 |
|  | 7 |  | 16 |
|  | 8 |  | 17 |
|  | 9 |  | 18 |

Палеогеографические схемы

а - лапчанского времени; б - раннеботубобинского; в - раннеборул-
лойского. I - области денудации (участки с густой штриховкой
соответствуют более повышенным частям рельефа), зона подножий
склонов и конусов выноса; 2 - делювиально-пролювиальные (преоб-
ладают) и озерные отложения; 3 - пролювиальные и озерные (преоб-
ладают) отложения; 4 - зона речных долин, включая старицы и вто-
ричные водоемы поймы; 5 - зона дельтовых равнин; 6 - зона забо-
лоченных аллювиально-дельтовых равнин; 7 - главные направления
сноса; 8 - зона заболоченных прибрежно-бассейновых равнин; 9 -
зона заливно-лагунного прибрежного мелководья бассейна; 10 - зо-
на открытого подвижного мелководья бассейна; II - направление
речных потоков; 12 - границы палеогеографических зон (а - уста-
новленные, б - предполагаемые); 13 - второстепенные направления
сноса; 14 - направление ингрессий бассейна седиментации; 15 -
пирит; 16 - сидерит; 17 - флора; 18 - карбонатность (а - первич-
ная, б - вторичная)

района и широкой полосой окаймляющая область денудации, на юге
сменяется озерной равниной, периодически заболачивающейся. В юго-
западной части площади формируется зона заливно-лагунного при-
брежного мелководья бассейна. Основными областями питания в этот
период служили прилегающие впадины и их склоны, поставлявшие
местный материал при весьма ограниченном привносе экзотических
продуктов. По геохимическим особенностям глинистого вещества ус-
тановлено, что отложения лапчанской свиты на участке устья Бол.
Ботубобии образовались в прибрежных обстановках с опресненными
водами, которые несколько южнее сменялись прибрежно-морскими и
морскими. В районе Улутогинской петли р. Виллой отложения лапчан-
ской свиты образовались в пресноводных обстановках.

В конце среднего карбона последовало более интенсивное по-
гружение восточной части Тунгусской синеклизы. На фоне общего
опускания амплитуда движений отдельных участков была различной,
что повлекло за собой увеличение интенсивности расчленения
древнего рельефа, дифференциацию рассматриваемой территории на

впадины и поднятия и значительное расширение областей седиментации. В этот период рассматриваемая территория была четко дифференцирована на низменную западную часть, в пределах которой происходило накопление прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых осадков ботуобинской свиты (рисунк, б), и восточную, являющуюся источником местного материала. Основным поставщиком обломочного материала являлась Прибайкальская горная область. Наиболее высоко приподнятые участки Ботуобинской седловины также были участками размыва и поставляли в отложения ботуобинской свиты местный материал.

Геохимические особенности глинистого вещества свидетельствуют, что в начале ботуобинского времени восточнее и юго-восточнее Улутогинской петли осадконакопление происходило в прибрежных обстановках; ближе к центральной части и затем западнее, в районе р. Бол. Ботуобии, — в прибрежно-морских и морских (прибрежно-бассейновых). На северо-западе существовали участки с пресноводными и прибрежными опресненными обстановками седиментации.

На рубеже ранней и поздней перми, в восточной и юго-восточной частях территории, осадконакопление отсутствовало и существовал континентальный перерыв.

В позднепермское время площадь седиментации расширяется, и рассматриваемая территория представляет собой единую область погружения, в пределах которой существовало несколько палеоландшафтных зон, характеризующихся различными условиями осадконакопления отложений боруллойской свиты.

В начале позднепермского времени на изученную территорию ингрессируют воды бассейна, в результате чего в западной части сформировалась прибрежно-бассейновая низменность, переходящая на севере в аллювиально-дельтовую, а на востоке — в аллювиальную равнину (рисунк, в). Преобладание в разрезе боруллойской свиты песчаников и отсутствие осадков, характеризующих глубоководные части, указывают на мелководность бассейна. В пределах изученной территории аллювиальная и аллювиально-дельтовая равнины имели слабый наклон на юго-запад и примыкали на севере и востоке к незначительным по размерам областям денудации /Тараненко, Яныгин, 1983/. Основные источники сноса остались те же, что и в ранней перми.

По данным изучения глинистого вещества боруллойдское время характеризуется большей контрастностью режима седиментации относительно ботубинского. В самом начале его, при кратковременной регрессии широкое распространение имели пресноводные обстановки, которые в результате значительной ингрессии бассейна в течение примерно первой половины сменились прибрежно-морскими и даже морскими.

В середине позднепермского времени максимальное развитие получила обстановка прибрежно-морской низменности. Воды бассейна ингрессировали на аллювиально-дельтовую равнину, а значительная часть аллювиальной равнины превратилась в аллювиально-дельтовую, область аллювиальной равнины резко сократилась и сохранилась только в крайней северо-восточной части, где в предыдущую эпоху существовала область денудации. Некоторая стабилизация тектонических движений в этот период и наличие мелких разнонаправленных колебательных движений обусловило кратковременные ингрессии и образование в пределах низменной прибрежно-континентальной равнины многочисленных озер, часто заболачивающихся. В целом рассматриваемый период осадконакопления характеризуется пассивным тектоническим режимом, в результате чего резко сократилось поступление обломочного материала из дальних областей размыва.

В конце позднепермского времени прибрежно-бассейновые условия седиментации господствовали на значительной части изученной территории, и область континентального осадконакопления сохранилась только в крайней северо-восточной части.

При изучении геохимических особенностей глинистого вещества выявлено цикличное изменение режимов седиментации и фациальных обстановок. От лапчанского в течение ботубинского и боруллойдского времени нарастало распространение пресноводных обстановок осадконакопления, которые сохранялись и при трансгрессивном режиме^ж. Цикличность процесса седиментации выражается в смене регрессий и трансгрессий, образующих закономерные ряды разных рангов, в которых прослеживается убывание или нарастание интенсивности того или иного режима. Так, самому началу лапчанского времени соответствовал трансгрессивный режим, средней части — рег-

^ж Трансгрессивный режим может проявляться в любом бассейне осадконакопления и отражает тенденцию увеличения расстояния от места отложения осадка до берега.

рессивный, концу — трансгрессивный. В раннеботуобинское время нарастала интенсивность трансгрессивных циклов меньшего ранга, в позднеботуобинское — регрессивных. В течение всего боруллойского времени относительно ботуобинского преобладал регрессивный режим, начало боруллойского времени знаменуется трансгрессией малого ранга /Позднепалеозойский литогенез ..., 1983/.

Параметрическое описание зрелости глинистого вещества лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит свидетельствует о переменной интенсивности химического выветривания, протекавшего в средне-позднекаменноугольную и раннепозднепермскую эпохи на водосборных площадях, питавших седиментационные бассейны Тунгусской синеклизы. В лапчанское время происходило интенсивное химическое выветривание, которое продолжалось и в начале ботуобинского. В середине ботуобинского оно было умеренным и слабым, в конце — сильным. Интенсивность химического выветривания была непостоянной и имела тенденцию к ослаблению. В самом начале боруллойского времени и в начале второй его половины химическое выветривание усиливалось.

По геохимическим особенностям глинистого вещества установлено, что климат на суше, поставлявшей глинистое вещество в бассейн седиментации, в лапчанское время в разных питающих провинциях был гумидный, семигумидный, семиаридный, аридный, который еще сохранялся в самом начале ботуобинского времени. В ботуобинское время происходила общая аридизация климата, на фоне которой дважды сменялись периоды аридизации и гумидизации. В это же время аридизация нарастала с запада на восток и юго-юго-восток района. На западе в раннеботуобинское время преобладал гумидный, семигумидный, семиаридный климат, в позднеботуобинское — семиаридный. На востоке района климат был аридным. В боруллойское время на фоне засушливого климата дважды проявилось усиление и ослабление аридности до гумидного и семиаридного. Таким образом, в среднем, позднем карбоне и перми относительно раннего карбона в районах, снабжавших Тунгусский бассейн седиментации глинистым материалом, нарастала аридизация климата, на фоне которой возникали периоды аридизации и гумидизации меньшего ранга. При этом каждый последующий период аридизации был более интенсивным, максимум аридизации соответствовал поздней перми.

В заключение можно отметить следующее. Главными палеоланд-

шафтными элементами территории в позднепалеозойское время являлись: размываемая в среднем карбоне – ранней перми суша в центральной и восточной частях рассматриваемой территории, постепенно сокращавшаяся в размерах, и в конце позднепермского времени сменявшаяся областью аккумуляции; морской мелководный бассейн, ингрессирующий с запада на восток; прибрежно-морская и прибрежно-континентальная равнины, расположенные между сушей и морем.

Развитие режима седиментации и смена фациальных обстановок в позднепалеозойском Тунгусском седиментационном бассейне происходило направленно и циклично, при общей тенденции регрессивного развития.

Интенсивность химического выветривания на суше в позднем палеозое имела колебательный характер. Периоды сильного и очень сильного выветривания чередовались с эпохами слабого и среднего проявления этого процесса, который в течение позднего палеозоя ослабевал.

Направленно и периодически менялся климат областей питания. В позднем палеозое происходила его аридизация, на фоне которой многократно чередовались фазы гумидизации и аридизации.

Полученные новые данные дополняют и уточняют ранее существовавшие представления об условиях формирования верхнепалеозойских отложений.

Литература

1. ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ литогенез алмазоносных районов Якутии / Е.П.Акульшина, Т.П.Аксенова, А.М.Фомин, Г.М.Писарева. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. 201 с.
2. ТАРАНЕНКО В.И., ЯНЫГИН Ю.Т. Пермские речные долины восточного борта Тунгусской синеклизы и их роль в образовании экзогенных месторождений. – В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири. Хабаровск: Изд. ДВИМС, 1983, с. 28–29.

ДОМАНИКИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ —
КОМПЛЕКСНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Битуминозные карбонатно-кремнисто-глинистые (доманикитные) формации широко распространены в разрезе нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы. Особенности их состава позволяют рассматривать эти породы в качестве комплексного энергетического, химического, рудного сырья, с которым связаны месторождения нефти и газа, горючих сланцев, фосфоритов, руды многих металлов и редких элементов. Некоторые месторождения (например, горючие сланцы Оленекского района) уже выявлены и частично изучены, другие прогнозируются нами.

По единой методике изучались битуминозные породы малгинской свиты среднего рифея, иниканской и куонамской свит нижнего-среднего кембрия, граптолитовые сланцы нижнего силура. Часть полученных материалов уже была опубликована, часть приводится в настоящей статье впервые.

Возможная нефтегазоносность битуминозных листоватых пород куонамского горизонта уже обсуждалась в печати /Бакин и др., 1979; Гурари, 1981; Гурари, Матвиенко, 1984/. Сейчас появилась возможность более детального районирования куонамского горизонта по перспективам на нефть и газ.

Ф.Г.Гурари /1981, 1984а/ сформулированы следующие условия, необходимые для возникновения в доманикитах листоватых коллекторов и углеводородных залежей в них:

- способность доманикитной толщи генерировать углеводороды в количествах, превышающих критическую массу;
- высокая изолированность системы, полностью исключая миграцию возникающих углеводородов из материнской породы;
- нагрев системы до температур, отвечающих этапу генерации углеводородов и последующему увеличению их объема до нужных размеров;
- способность доманикитной толщи расслаиваться под напором возникающих в ней флюидов и образовывать листоватые коллекторы достаточной ёмкости и проницаемости.

Литологическое и битуминологическое изучение пород куонамского горизонта указывает, что на значительных площадях они

удовлетворяют всем перечисленным условиям. Мощность отложений минимальная — 18–25 м в Майской впадине и на Мунском своде. На большей части изученной площади распространения куонамского горизонта она составляет более 50 м, достигая в Вилуйской синеклизе более 100 м.

Среднее содержание органического углерода в этих породах, достаточно низкое на западе, в непосредственной близости к рифовому барьеру, быстро возрастает на восток, к центральным частям палеобассейна, повышаясь уже на левобережье р. Лены до 5 %, а на Оленекском поднятии до 9 %.

Степень катагенетического преобразования рассеянного органического вещества в куонамских породах на большей части территории колеблется от $МК_I^I$ до $МК_3^I$, то есть отвечает главной зоне нефтеобразования. Она же свидетельствует о значительном нагреве, испытанном этими породами в прошлом.

Породы куонамского горизонта перекрыты глинисто-мергельными образованиями и подстилаются плотными известняками. Поэтому степень изолированности их можно принять достаточно высокой.

Тонкомикрослоистые разности пород широко распространены в куонамском горизонте, при этом доля их в разрезе возрастает к востоку, в сторону центральной части палеобассейна /Гурари, 1984а/.

С учетом всех параметров, наиболее перспективными для обнаружения углеводородных залежей в куонамском горизонте являются склоны Вилуйской синеклизы.

Фосфоритность доманикитных и смежных с ними формаций весьма актуальна, так как до сих пор в Сибири известно лишь шесть небольших месторождений фосфоритов и апатитов и ряд мелких непромышленных рудных залежей.

Доманикиты Сибирской платформы привлекают большое внимание еще и потому, что в Китае и Монголии на этих же стратиграфических уровнях уже открыты крупнейшие фосфоритовые месторождения.

Впервые на наличие фосфоритовых прослоев в доманикитах Сибирской платформы указал В.И. Драгунов /Фосфоритопроявления ..., 1966/. Им описан фосфатный горизонт, вскрытый скважинами на Гремякинской структуре, расположенной на Рыбинском валу (Хантайско-Рыбинский мегавал по наиболее новой схеме, северо-западная окраина Сибирской платформы). Мощность горизонта I, 2–2,3 м, со-

содержание P_2O_5 изменяется от 0,23 до 17,4 %. Представлен горизонт фосфатизированным известняком, в котором имеются скопления раковин брахиопод и спикуль губок. Раковины кальцитовые, реже фосфатные. На отдельных участках основная масса породы представлена фосфатом, в котором находятся многочисленные обломки фауны.

Горизонт отнесен В.И. Драгуновым к шумноручейной свите (шумнинская, по последней схеме), входящей в состав доманикоидной формации. Возраст её нижний-средний кембрий. Она является возрастным и формационным аналогом куонамской свиты. Он же отметил, что при наличии благоприятных палеотектонических и фациальных условий в доманикоидных формациях кембрия платформы следует ожидать повышенных концентраций фосфора.

К настоящему времени накоплено достаточно материалов, определяющих характерные черты фосфоритоносных формаций, их палеогеографические параметры, положение в вертикальном и латеральном фациальных рядах морских отложений, характерный набор литологических разностей слагающих их пород. Определены основные поисковые признаки этих полезных ископаемых /Геология ..., 1980/.

Сравнение основных компонентов состава и условий седиментации отчетливо выявляет парагенетичность кремнисто-карбонатных и терригенно-кремнисто-карбонатных фосфоритоносных формаций с доманикитами /Гурари, 1984б/.

И те, и другие являются осадками шельфа краевых морей, существовавших в условиях аридного климата. Поэтому как области возможного фосфатонакопления надо рассматривать не столько сами доманикитные толщи, сколько зоны их перехода в более мелководные, отвечающие верхней части шельфа, образования.

В доманикитных толщах Сибирской платформы при региональном изучении зафиксированы во многих местах желваки и маломощные прослои фосфоритов, карбонатно-фосфатные конкреции. Фосфоритовые желваки размером до 2 см. известны в базальном слое малгинской свиты /Гурари и др., 1975/. Содержание P_2O_5 в фосфоритовых прослоях низов иниканской свиты на р. Юдома достигает 18 % /Гурари, 1984б/. Еще выше содержание P_2O_5 в конкрециях и мелких окатышах фосфоритов, встреченных в нижних горизонтах куонамской свиты на р. Куленке - 30 %. В отдельных прослоях в средней части свиты содержания P_2O_5 - от 2 до 6 % /Гурари, Матвиенко, 1984/. На р. Ханда описан пласт фосфоритов в подошве иниканской свиты, где

отдельные мелкие желваки содержат P_2O_5 до 30 % /Бахтуров, Переладов, 1985/.

Широко распространена кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация верхнего рифея – нижнего кембрия в Сетте-Дабанском антиклинории. На Акринском проявлении здесь выявлено три пласта фосфоритов мощностью от 0,45 до 5,8 м. Содержание P_2O_5 в желваках достигает 19,8 %, в пластах с желваками – 5,0 %. Наблюдаются также маломощные прослои фосфоритизированных кремнистых сланцев, содержащих 15–25 % P_2O_5 /Гурари, 1984б/.

Парагенетичность фосфоритоносных карбонатно-кремнистых и доманикитных формаций аридного типа Сибирской платформы можно считать установленной.

Таким образом, являясь парагенетичными (правильнее – суб-парагенетичными), фосфоритоносные и доманикитные формации несколько смещены на профиле суша – океан, хотя и располагаются рядом, нередко частично перекрывая или внедряясь друг в друга (рис.1). Поэтому весьма интересна зона перехода битуминозных отложений куонамского горизонта в органогенные постройки Юдомо-Оленекского рифового пояса ниже-среднекембрийского возраста. Здесь возможно выявление фосфоритов и фосфоритизированных биогенных карбонатов в разрезах куторгиновой, кетеменской, кычикской и других свит. Этот прогноз хорошо подтверждается материалами по Удско-Шантарскому фосфоритоносному району, расположенному на юго-восточном продолжении намеченной нами перспективной зоны ниже-среднекембрийского возраста. Здесь, по данным Г.В.Роганова и др. /1983/, выявлено пять месторождений фосфоритов и одно апатита. Приурочены они к осадочно-вулканогенному комплексу пород кембрийского возраста. Фосфориты с содержанием P_2O_5 4,9–15,6 % связаны с карбонатно-кремнистыми пачками. Мощность фосфоритовых пластов достигает нескольких десятков метров. Прслеживаемость их плохая, в связи с очень сложным, часто блоковым, строением района. Прогнозные запасы фосфоритов разведанных участков до глубин 300 м оценены около I млрд. тонн, ресурсы P_2O_5 – 83,4 млн. т.

По данным В.Г.Беляевой /1984/, к раннекембрийским рифоидным массивам (на реках Гербижан, Легап) и к позднекембрийскому рифу приурочены фосфатопоявления и месторождения фосфоритов.

Аналогичная или очень близкая геологическая ситуация име-

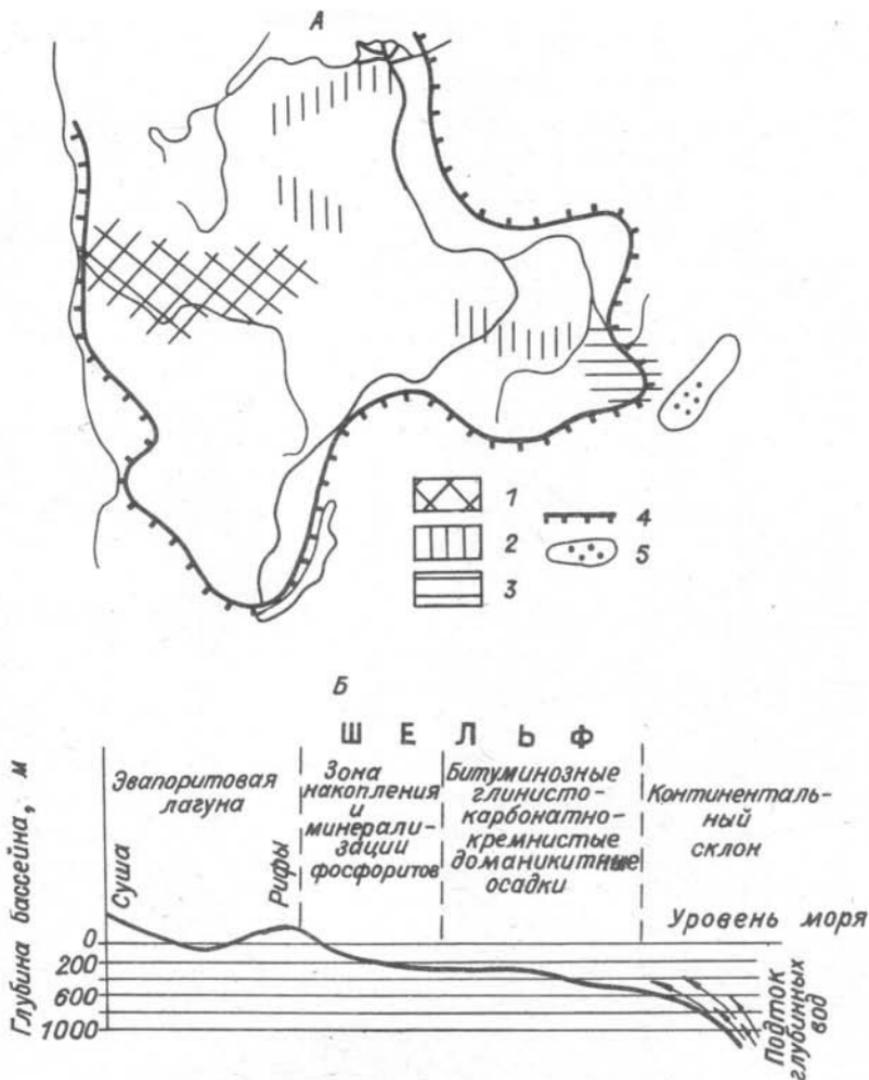


Рис. I. Схемы размещения перспективных на поиски фосфоритов зон перехода от доманикитных к более мелководным формациям А - в плане; Б - в профиле. 1 - в отложениях нижнесилурийского (ландоверийского) возраста; 2 - в отложениях ниже-среднекембрийского возраста; 3 - в отложениях рифейского возраста; 4 - контуры Сибирской платформы; 5 - Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн

лась в это время (нижний—средний кембрий) и в более северо-западных частях побережья кембрийского бассейна, в современных пределах Якутской АССР. Условия для сохранения возможных фосфоритовых горизонтов были здесь значительно лучшие, чем в тектонически сложно построенных рифовых массивах Дальнего Востока.

Вызывает интерес область восточного замещения битуминозных отложений малгинской свиты среднего рифея небитуминозными известняками и доломитами. Следует также изучить зону замещения к югу битуминозных граптолитовых сланцев лландовери карбонатными, в том числе рифовыми образованиями.

На рис. I показаны зоны, переходящие от доманикитов рифейского, ниже-среднекембрийского и нижнесилурийского возраста к смежным, более мелководным формациям. Именно эти зоны наиболее благоприятны для выявления месторождений пластовых зернистых фосфоритов.

Перспективы доманикитов в качестве металлических руд издавна привлекают внимание исследователей. Так, еще в 1955 г. Г. Шнейдерхен писал: "... в будущем все возрастающую роль будет играть получение рассеянных металлов из нефтематеринских пород..." /1958, с. 401/. Оценка в этом аспекте доманикитов Сибирской платформы, по существу, только начинается: в 1984 г.

впервые опубликованы данные о специфике микроэлементного состава планктоногенных отложений малгинской свиты рифея, куонамской, иниканской и синской свит нижнего—среднего кембрия /Гурари, Гавшин и др., 1984; Матвиенко, Соболев, 1984/. Эти сведения мы можем теперь пополнить новыми данными о распределении микроэлементов в граптолитовых сланцах силура Сибирской платформы с тем, чтобы затем сопоставить силурийские планктоногенные отложения с ранее исследованными доманикитами. Уран (по радио), торий и калий определялись гамма-спектрометрически, остальные элементы — атомно-абсорбционным методом; качество анализов оценивалось ранее по стандартным образцам горных пород /Гавшин, 1984/.

Пробы граптолитовых сланцев отобраны из скважин, пробуренных по р. Курейке и в Норильском районе, в 8 км от пос. Талнах и любезно предоставлены А. М. Обутом. Зависимость содержаний ряда элементов от количества органического вещества в целом далека от линейной, однако, если разделить все пробы на три группы, содержащие менее 0,1 % органического углерода, от 0,1 до 2 % и более

Микроэлементный состав силурийских отложений
в зависимости от содержания в них
органического углерода

Эле- менты	Граптолитовые сланцы		Мергели
	Количество проб		
	II	I7	I2
C _{орг}	6,65 ± 2,57	0,76 ± 0,28	0,05 ± 0,006
U	30,6 ± 18,5	4,2 ± 1,4	1,7 ± 0,4
Th	2,1 ± 0,6	4,2 ± 0,5	1,7 ± 0,5
K	1,75 ± 0,56	2,57 ± 0,35	2,50 ± 0,61
Cu	174 ± 50	49 ± 11	26 ± 5
Zn	237 ± 195	122 ± 35	53 ± 8
Co	18 ± 4	20 ± 3	16 ± 3
Ni	163 ± 83	49 ± 9	33 ± 5
Mn	448 ± 99	519 ± 66	540 ± 36
Cr	44 ± 14	44 ± 6	47 ± 8
Pb	33 ± 9	21 ± 4	7
V	260 ± 95	103 ± 14	75 ± 15
Mo	46 ± 35	6	Не обн.

Примечание. Содержания C_{орг} и калия даны в %, остальных элементов - в г/т.

двух процентов, то ассоциация молибдена, урана, ванадия, меди, никеля с органическим веществом проступает совершенно отчетливо (табл. I). При равном содержании органического углерода граптолитовые сланцы в Норильском районе, по-видимому, более металлоносны, чем в районе р. Курейки. На распределении органического углерода и микроэлементов сказывается также неравномерная карбонатность пород.

Все пробы с содержанием C_{орг} менее 0,1 % отобраны из 200-метровой толщи, перекрывающей граптолитовые сланцы в Норильском районе. Относительно этих пород граптолитовые сланцы обогащены в среднем органическим углеродом - на два порядка, ураном и

Сопоставление статистических оценок микроэлементного состава
грантолитовых сланцев силура и других доманикитов
/Гурари, Гавшин и др., 1984; Матвиенко, Соболев, 1984/

Элементы	Сланцы	С в и т ы				
		куонамская, бассейн р.Оленек	куонамская, р.Куленке	иниканская, р.Юдома	синская	малгинская
$S_{орг}$	6,67±2,57	13,98±3,53	9,57±2,52	4,00±1,22	13,10±5,01	6,76±1,97
U	30,6 ±18,5	34,2 ±7,1		38,4±19,6	8,7 ±6,3	
Th	2,1 ± 0,6	6,7 ±0,6	7,6 ±3,2	3,3±1,1	1,0 ±1,1	
K	1,75±0,56	2,83±0,35	1,60±0,98	1,13±0,57	0,28±0,20	
Cu	174±50	169±53	132±34	61±33	22±17	34±15
Zn	237±195	500±297	265±141	84±33	7±2	123±78
Co	18±4	14±2	15±3	9±2	Не обн.	6
Ni	163±83	211±61	191±57	102±35	23±15	26±11
Mn	448±99	128±27	137±83	184±42	71±42	186±32
Cr	44±14	153±45	95±30	87±47	29±19	38±12
Pb	33±9		37±2	18±4		43±33
V	260±95	2230±1112	1269±604	436±242	106±84	110±40
Mo	46±35	109±44	174±62	59±41	Не обн.	9

Примечание. Содержания $S_{орг}$ и калия даны в %, остальных элементов - г/т.

молибденом - на порядок, медью, цинком, никелем и ванадием - в 3-7 раз (см. табл.1). Все это - именно те элементы, которые определены ранее как сопутствующие органическому веществу в баженновской свите Западно-Сибирской плиты /Гавшин и др., 1982, 1983/, в куонамской и иниканской свитах Сибирской платформы /Гурари, Гавшин и др., 1984/. Максимальное обогащение микроэлементами установлено в пробе грантолитовых сланцев, содержащих 14 % органического углерода, 173 г/т молибдена, 550 г/т ванадия, 184 г/т меди и 480 г/т никеля.

В сопоставлении с другими доманикитами Сибирской платформы (табл.2) устанавливается, что грантолитовые сланцы силура содержат примерно столько же урана, молибдена, никеля и меди, что и планктоногенные отложения куонамской и иниканской свит, но много больше, чем битуминозные породы синской и малгинской свит. Единобразная тенденция к ассоциации этих элементов с органическим веществом отчетливо проявляется в одинаковой структуре корреляционных связей их с органическим углеродом в оленекских горячих сланцах куонамской свиты и грантолитовых сланцах силура (рис.2).

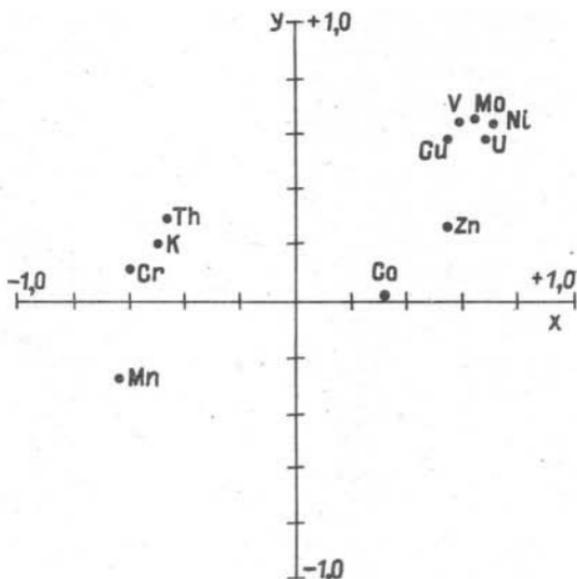


Рис.2. Соотношения корреляционных связей микроэлементов с органическим углеродом;
по оси "у" - коэффициенты корреляции, вычисленные для куонамских горючих сланцев, по оси "х" - для граптолитовых сланцев Силура

Особенно тесными оказались корреляционные связи урана с никелем (+0,97), ванадием (+0,90) и молибденом (+0,99).

На фоне остальных доманикитов выделяются повышенным содержанием органического вещества горючие сланцы Оленекского бассейна. Хотя по количеству органического углерода они не уступают квасцовым сланцам Швеции, издавна рассматривающиеся как комплексное минеральное сырье будущего, в них содержится значительно меньше урана и молибдена. Напротив, они резко обогащены ванадием - его содержание в отдельных слоях превышает 0,3-0,4 % /Гура-ри, Гавшин и др., 1984/, а в пересчете на золу достигает 0,6 %. Если учесть, что максимальные содержания меди и никеля в пересчете на золу достигают 0,04-0,05 %, цинка - 0,2 %, а молибдена - 0,03 %, то становится очевидным, что среди доманикитов Сибири горючие слан-

цы Оленекского бассейна наиболее перспективны в качестве комплексного минерального сырья. В граптолитовых сланцах силура тоже могут быть обнаружены достаточно высокие концентрации рудных элементов, однако вследствие небольшой мощности они вряд ли приблизятся по значению к оленекским горючим сланцам.

Первая количественная и качественная оценка запасов горючесланцевого сырья Сибирской платформы была сделана еще в 1955–57 гг. Тогда в результате изучения опорных разрезов и технологических исследований были сделаны выводы о том, что запасы горючих сланцев в Оленекском районе составляют около 900 млрд. т. — это значительно превышает запасы всех других разведанных месторождений СССР вместе взятых (Горючие ..., 1968). Оценка произведена только по опорным разрезам бассейна р. Оленек. Если учесть, что горючесланцевые породы куонамского горизонта распространены на огромной территории (более 500 тыс. км²), простирающейся вдоль бассейна р. Оленек и на юг до бассейнов рек Алдана, Май, Юдомы, то запасы горючесланцевого сырья можно предварительно оценить в триллионы тонн.

Во время исследования разрезов пород куонамского горизонта нижнего–среднего кембрия и отложений малгинской свиты среднего рифея Н.И. Матвиенко в 1980–83 гг. был проведен отбор бороздовых проб из пластов горючих сланцев, изучено общее количество пластов в разрезах, мощности рабочих пластов (минимальная рабочая мощность, принимаемая при подсчете промышленных запасов 0,5 м), и их суммарная мощность (табл. 3).

В таблице 4 приведены результаты технических анализов, выполненных в г. Ленинске-Кузнецком, в Центральной угольной лаборатории ЦГО "Запсибгеология", по которым видно, что наиболее кондиционные горючие сланцы с теплотой сгорания более 6300 кДж/кг приурочены к Оленекскому району, к нижним частям разреза куонамской свиты. К ним же приурочены наиболее мощные рабочие пласты — от 2 до II м.

Горючие сланцы Оленекского района относятся к низкокondiционным — их теплота сгорания варьирует от 2637 до 9084 кДж/кг, выход смол полукоксования изменяется от 2,34 до 9,55 %. Известно, что горючие сланцы, содержащие безводных смол более 6 %, могут быть использованы для получения жидкого топлива.

Горючесланцевые породы куонамского горизонта имеют высокую

Характеристика сланцевосности в опорных точках

Местоположение опорных точек	Литологический состав отложений	Пласты горючих сланцев		Рабочие пласты	
		Кол-во	Мощность от - до, м	Кол-во	Суммарная мощность, м
Пр. берег р. Оленек, напротив устья р. Амндай	Переслаивание карбонатно-глинисто-кремнистых разностей (горючие сланцы)	10	0,5-4,0	10	12
р. Некекит, 7 км от устья (левый приток р. Оленек)	-"-	13	0,1-5,0	5	10
р. Чемордоах, правый приток р. Оленек	-"-	12	0,1-11	10	29
р. Куленке, в 120 км от устья	-"-	5	0,1-4	5	12
р. Синья, в 5 км от устья	Переслаивание известняков и листоватых сапропелевых пород (горючие сланцы)	19	0,02-1,0	3	1,5
р. Ботома, устье р. Павел Юреге	-"-	5	0,02-1,0	1	1
р. Юдома, 40 км от устья	Переслаивание карбонатно-глинисто-кремнистых пород (горючие сланцы)	11	0,1-1,5	2	3

Таблица 4

Результаты технических анализов горючих сланцев южного-среднего кембрия
и среднего рифей Сибирской платформы

№ п/п	Горючий сланец	Место взятия пробы	Вес пробы, кг	W ^a	A ^d	V _c ^d	S _t ^d	S _n	S _c	P ^d	Q _n ^d	C _t ^d	H _t ^d	T _{sh} ^d	W _{sh} ^d	(sh) ^d	G _{sh+n} ^d	C _{орг.} ^d	CO ₂ породы	CO ₂ н.ботат.
1	Є ₁	Амьдай	0,255	1,90	72,7	17,9	1,39	0,49	0,350	0,017	7242	17,08	1,92	4,89	2,55	88,77	3,79	16,34	6,19	2,23
2	"	"	0,170	1,25	78,10	13,60	0,93	-	-	0,011	6614	15,37	1,61	5,06	1,77	89,60	3,57	15,00	3,30	-
3	"	р.Чемурдо-ах	0,600	1,90	77,10	15,30	1,42	0,61	0,390	0,007	7032	16,32	2,12	6,44	2,04	88,34	3,18	15,32	0,96	-
4	"	"	0,550	1,35	77,8	14,00	1,74	0,87	0,380	0,009	6865	15,19	1,56	5,84	1,06	89,67	3,43	14,88	2,61	-
5	"	Бассейн р.Бороулах	1,100	2,30	72,9	20,50	1,84	0,58	0,530	0,012	6530	15,12	1,86	5,53	1,74	88,21	4,52	14,21	6,60	3,53
6	"	"	0,350	2,96	60,50	24,00	1,13	0,39	0,140	0,015	7870	19,42	2,12	5,81	2,32	85,91	5,96	18,37	13,48	9,30
7	"	Устье р. Торкудуй	0,300	2,60	68,30	22,40	0,88	-	-	0,021	9084	20,28	2,61	9,55	2,25	83,56	4,64	19,65	4,95	1,13
8	"	р.Идома	0,070	0,50	88,10	4,52	1,08	-	-	0,017	3282	7,08	0,89	1,77	0,6	96,56	1,57	7,01	2,99	-
9	R ₂	р.Мал, скала Малгина	0,200	0,70	67,60	17,80	0,19	-	-	0,035	3260	9,28	0,86	2,75	0,86	95,10	1,55	7,82	15,92	13,59
10	Є ₁	р.Каленке	0,130	1,35	79,10	10,29	0,98	-	-	0,020	6690	14,37	1,56	3,41	0,7	92,51	3,22	14,07	0,56	-
11	Є ₁	р.Ския	0,6	58,9	-	-	0,9	0,28	-	-	4019	-	-	2,9	-	93,9	2,5	-	22,3	-
12	S	р.Мойеро-кал	0,200	0,65	68,7	14,68	1,38	-	-	0,055	4190	9,73	1,04	2,19	0,96	94,82	2,03	9,73	15,54	13,21
13	S	р.Хундук-тун	0,150	0,60	45,50	31,89	0,75	-	-	0,065	10415	22,36	2,78	16,38	1,61	77,99	4,02	22,36	26,96	-

W^a - влага, %; A^d - зола, %; V_c^d - летучие, мл/г; S_t^d - сера общая, %; S_n - сера пиритная, %; S_c - сера сульфидная, %; P^d - фосфор, %; Q_n^d - теплота сгорания, ккал/кг; C_t^d - углерод, %; H_t^d - водород, %; T_{sh}^{d - смола безводная, %; (sh)^d - полудокос, %; G_{sh+n}^d - газ + потери, %; C_{орг.} - органический углерод, %; CO₂ - минеральная, %; CO₂ - карбонатность нелетучего остатка, %.}

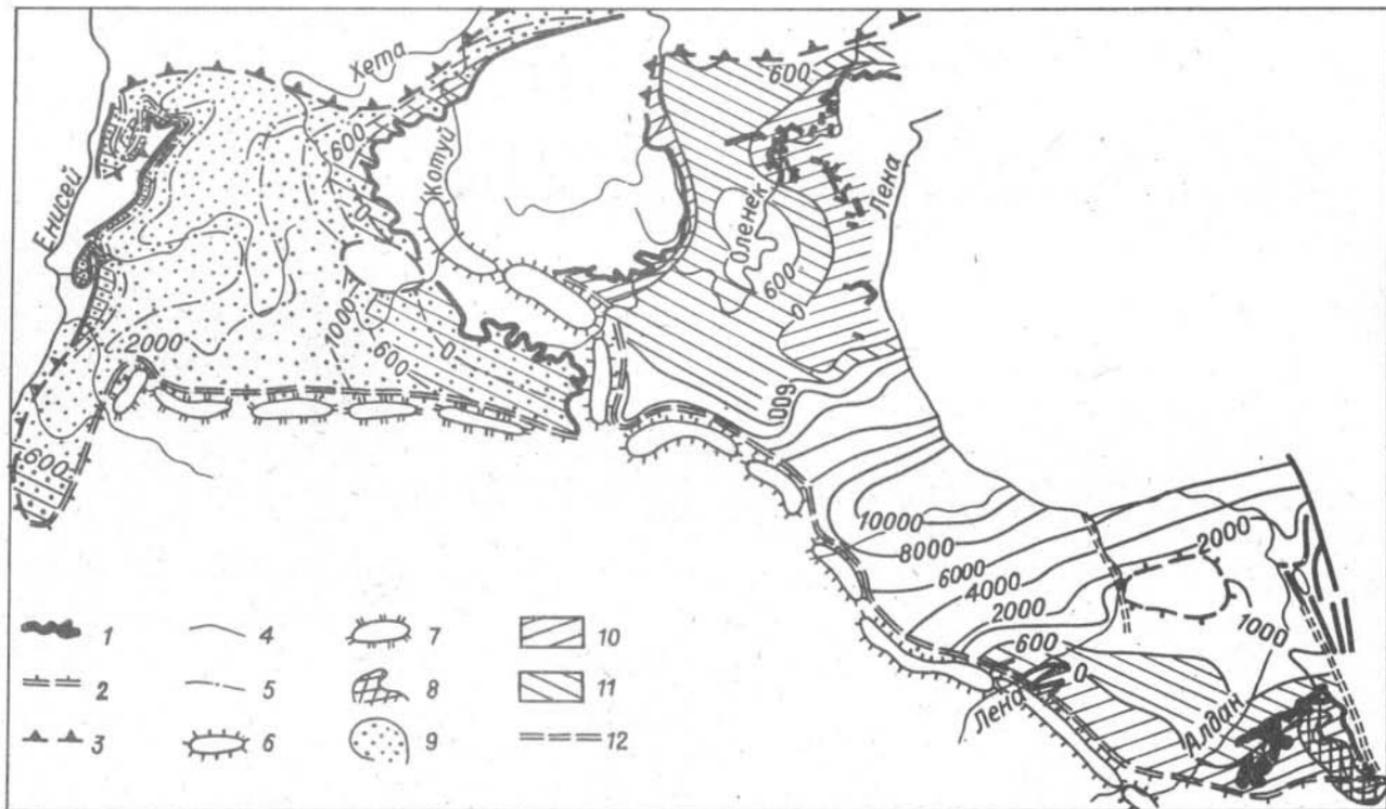


Рис.3. Границы распространения доманикитов

I - эрозийные (выходы на поверхность); 2 - фациальные; 3 - тектонические; 4 - изогипсы кровли куонамского горизонта; 5 - изогипсы кровли грантолитовых сланцев; 6 - барьерный риф нижнего-

среднего кембрия; 7 - прогнозируемые барьерные рифы нижнесилурийского возраста; 8 - площадь распространения доманикитов малгинской свиты среднего рифей; 9 - площадь распространения доманикитов нижнего силура (грантолитовых сланцев); Площади рентабельной разработки горючих сланцев; 10 - с абсолютными отметками кровли продуктивных отложений выше 0; 11 - с отметками от 0 до 600 м; 12 - основные дизъюнктивы

зольность - от 68,3 до 81,3 %. Отдельные пласты мощностью до 1 м имеют нижний предел зольности и наиболее высокую теплоту сгорания (более 9084 кДж/кг), выход безводной смолы до 9,55 %, сравнительно низкое содержание серы, что отвечает средним промышленным требованиям.

Между Оленекским районом и более южным Алдано-Ленским породы погружены на значительные глубины и в качестве горючесланцевого сырья интереса не представляют.

В южном Алдано-Ленском районе разрезы опробованы по рекам Синяя, Ботомы, Лена, Юдома, Мая. Здесь горючие сланцы относятся к разряду еще более низкокондиционных. Наиболее богатые из них находятся на р.Синяя (табл.4): их теплота сгорания составляет около 4020 кДж/кг, зольность 57,6-62,3 %, содержание серы от 0,6 до 1,1 %, выход безводной смолы от 1,9 до 2,9 %.

Битуминозные сланцы малгинской свиты распространены на площади около 5000 км², мощность рабочих пластов достигает двух метров (рис.3). Изучены они еще слабо, так как выходы пород малгинской свиты находятся в труднодоступных районах. Кроме того, следует иметь в виду, что малгинские породы на большей части территории погружены на большие глубины, и это затрудняет использование их в качестве энергетического сырья.

Горючие сланцы малгинской свиты по техническим характеристикам отобранных проб относятся к низкокондиционным (теплота сгорания от 2452 до 3260 кДж/кг, выход смол полукоксования от 1,9 до 2,75 %), не исключено, что среди них имеются пласты более высокого качества. На это указывают литературные данные о содержании $S_{орг}$ в малгинских битуминозных породах до 26 %. Поскольку горючесланцевые формации

обладают латеральной неоднородностью, то вполне возможно выявление участков с более высокими техническими параметрами, чем приведенные в таблице 4.

Силурийские граптолитовые сланцы не изучались в качестве энергетического сырья. Имеются лишь единичные пробы, две из них были проанализированы по тем же параметрам, что и оленекские. В одной из проб теплотворная способность довольно высокая — 10415 кДж/кг, выход смол полукоксования 16,38 %, что отвечает средним промышленным требованиям для горючесланцевого сырья (см. табл.4).

На рис.3 дана карта распространения изученных доманикитных толщ Сибирской платформы. Площади возможного освоения горючесланцевого сырья показаны штриховкой. Учитывались лишь участки, где горючие сланцы залегают не глубже 600–700 метров.

В настоящее время рифейские, кембрийские и силурийские горючие сланцы из-за удаленности от возможных потребителей не представляют большого интереса. Однако следует помнить, что южная часть Оленек–Лена–Алданского бассейна тяготеет к трассе БАМа и начавшейся строиться Якутской магистрали, поэтому ситуация в недалеком будущем может существенно измениться.

Во всем мире идет изучение доманикитных формаций в качестве энергетического сырья, альтернативного нефти, агроруд, руд металлов. Поэтому изучение доманикитов Сибирской платформы, в первую очередь представленных в куонамской, иниканской, синской и малгинской свитах, должно осуществляться в ближайшее время. Важность задачи определяется тем, что доманикиты следует рассматривать не только в качестве энергетического и рудного сырья, но и как источник большой гаммы продуктов, необходимых народному хозяйству. В случае комплексного использования, добыча их может быть рентабельной даже в ныне мало освоенных районах Сибирской платформы.

Литература

БАКИН В.Е., ЕВТУШЕНКО В.М., КОНТОРОВИЧ А.Э., САВИЦКИЙ В.Е. Критерии оценки нефтегазоносности доманикоидных отложений предрифовой зоны кембрия Сибирской платформы. — В кн.: Методы оцен-

ки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов: Тез. докл. М., 1979. 126 с.

БАХТУРОВ С.Ф., ПЕРЕЛАДОВ В.С. Горизонт желваковых фосфоритов в основании ленского яруса востока Сибирской платформы. - Геол. и геофиз. Новосибирск, 1985, № 1, с.33-39.

БЕЛЯЕВА В.Г. Кембрийские органические постройки Дальнего Востока. - В кн.: Следы жизни и динамика среды в древних биотопах. Львов, 1984, с.6-8.

ГАВШИН В.М. Проблема седиментационно-диагенетического накопления микроэлементов в черных сланцах и метрологические основы её решения. - В кн.: Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.6-16.

ГАВШИН В.М., БОБРОВ В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите. - В кн.: Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: Изд. СНИИГТГиМСа, 1982, с.76-91.

ГАВШИН В.М., БОБРОВ В.А., ДЕМИНА Р.Г. и др. Геохимия морских терригенных отложений Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с.48-56.

ГАЛУШКО Я.А., ПОТАПОВ С.В., НЕВОЛИН Б.С., ГУДЗЕНКО В.Т. Древнейшая формация доманикитового типа на востоке Сибирской платформы. - В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с.63-73.

ГЕОЛОГИЯ месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков / Ред. А.С.Зверев, А.С.Михайлов. М.: Недра, 1980. 247 с.

ГОРЮЧИЕ сланцы СССР. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т.II. М.: Недра, 1968. 607 с.

ГУРАРИ Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность. - Сов. геол., 1981, № 11, с.3-12.

ГУРАРИ Ф.Г. Региональный прогноз промышленных скопленений углеводородов в доманикитах. - Геол. нефти и газа, 1984а, № 2, с.1-5.

ГУРАРИ Ф.Г. Возможность фосфоритоносности черносланцевых толщ Сибирской платформы. - В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984б, с.84-90.

ГУРАРИ Ф.Г., ГАВШИН В.М., МАТВИЕНКО Н.И. и др. Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. — В кн.: Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.41-69.

ГУРАРИ Ф.Г., МАТВИЕНКО Н.И. Литолого-геохимическая характеристика некоторых домагнитных толщ Сибири. — В кн.: Проблемы и нефтегазоносность верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМСа, 1984, с.59-67.

МАТВИЕНКО Н.И., СОБОЛЕВ П.Н. Микроэлементы и органическое вещество в планктоногенных отложениях малгинской свиты юго-востока Сибирской платформы. — В кн.: Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.69-77.

РОГАНОВ Г.В., НАГОРНЫЙ В.А., СОБОЛЕВ Л.П. Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн. — В кн.: Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.79-94.

ФОСФОРИТОПРОЯВЛЕНИЯ в нижнепалеозойских отложениях северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья / В.И.Драгунов, В.Г.Митрович, В.Г.Матухина и др. Тр. ВСЕГЕИ, 1966, вып.45, с.95-102.

ШНЕЙДЕРХЁН Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958. 501 с.

С.В.Сараев

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В рифейском разрезе Енисейского кряжа глинистые породы известны во всех выделяемых здесь четырех горизонтах /Решения ..., 1983/. Вместе с тем, соотношения их с другими породами, минеральный и химический состав, степень фацциальной изменчивости глинистых толщ, типы и характер связи с ними полезных ископаемых, степень постседиментационных преобразований далеко не оди-

наковы для различных серий и требуют своего изучения. Выяснению отдельных сторон поставленных вопросов и посвящена эта статья.

Характерной особенностью пород докембрия Енисейского края, как и других регионов, является широкое развитие смешанных типов, включающих глинистую, алевритовую, песчаную, карбонатную и кремнистую составляющие. Изучение химизма осадочных и осадочно-метаморфогенных пород всегда предполагает использование определенной классификации, базирующейся на макроскопических, микроскопических и химических признаках. Опыт изучения химизма осадочных и метаосадочных образований различных районов /Сараев, 1975, 1980, 1983/ позволяет предложить рабочую классификацию пород, в которой глинистое вещество является одним из ведущих компонентов. В ней граница между аргиллитами и глинистыми сланцами, с одной стороны, и алевролитами, алевритовыми, кремнисто-глинистыми сланцами, с другой, устанавливается по содержанию Al_2O_3 в породах, равному 16 %, что почти соответствует границе, принятой А.Н.Нееловым /1980/. Это граничное содержание Al_2O_3 близко к среднему в глинах геосинклиналей (16,90 %), по А.Б.Ронову /1980/, и равно невзвешенному среднему содержанию докембрийских и фанерозойских глинистых сланцев (16,05 %), приводимому Ф.Дж.Петтиджоном /1981/. Последние авторы не выделяют из состава глинистых сланцев породы, в значительной степени обогащенные алевритовой примесью. Граничное значение аломокремневого модуля, рассчитанного по атомным количествам компонентов, принимается 0,300 /Неелов, 1980/.

Подобное разделение пород проводилось при содержании CO_2 менее 2 %, что соответствует содержанию кальцита и доломита (в сумме) менее 5 %. В случае более высоких содержаний CO_2 предлагается петрохимическая классификация смешанных терригенно- и кремнисто-карбонатных пород (табл.1), основанная на известной классификации глинисто-карбонатных пород С.Г.Вишнякова /Справочное ..., 1958/. Она может быть, в зависимости от задач исследования, развернута подробнее. Если в одной выборке глинистых пород содержание CO_2 до 11-12 % (граница изменяется в зависимости от соотношения кальцита и доломита), то анализ пробы пересчитывался на бескарбонатное вещество и классифицировался по граничному значению Al_2O_3 . Петрохимическая классификация карбонатного компонента в смешанных породах приведена в табл.2. Петрохимическая классификация пород алеврито- (песчано-) кремнистого сос-

Петрохимическая классификация смешанных
терригенно- и кремнисто-карбонатных пород

Название породы	Содержание, %	
	CO ₂	карбонатных минералов
Известняки слабоглинистые, песчанистые, алевритистые, кремнистые	>33	75 - 100
Доломиты слабоглинистые, алевритистые, песчанистые, кремнистые	>36	75 - 100
Смешанные терригенно-(кремнисто-) известковые породы (мергели, глинистые мергели, алевритовые, песчаные, кремнистые известняки, известковые песчаники, алевролиты, силициты)	II-33	25 - 75
Смешанные терригенно-(кремнисто-) доломитовые породы, доломитовые мергели, глинистые доломитовые мергели, алевритовые, песчаные, кремнистые доломиты, доломитовые песчаники, алевролиты, силициты	I2-36	25 - 75
Терригенные породы (слабоизвестковые, доломитовые аргиллиты, алевролиты, песчаники), силициты (слабоизвестковые, доломитовые)	0-II(I2)	0 - 25

тава и разграничение алеврито-глинистых и кремнисто-глинистых пород проводились с учетом их детального микроскопического изучения.

Согласно решению Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию 1979 года в составе верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа выделяются (снизу вверх) четыре горизонта: сухопитский, тунгусикский, ослянский, тасеевский и четыре субмеридионально вытянутые фациальные зоны (с востока на запад): Каменская, Горбилоская, Каитъбинская и Исаковская /Решения ..., 1983/. Выделение последних обусловлено, прежде всего, сменой в западном направлении миегосинклинальных типов разрезов эвгеосинклинальными. Петрохимическим изучением были охвачены главным образом первые три горизонта и первые три фациальные зоны.

Глинистые породы кординской свиты сухопитской серии изучены

Петрохимическая классификация карбонатных пород
и карбонатного компонента в смешанных породах

Название породы	$M = \frac{MgO'}{CaO}$	
	(формульн. кол-во)	
Известняк	0	- 0,0277
Доломитистый известняк	0,0278	- 0,154
Доломитовый известняк	0,155	- 0,352
Известковый доломит	0,353	- 0,619
Известковистый доломит	0,620	- 0,911
Доломит	0,912	- 1,00

Примечание. $MgO' = CO_2 - CaO$, когда $CO_2 > CaO$; $MgO' = 0$, когда $CO_2 \leq CaO$, т.е. предполагается, что весь CaO связан в карбонатных минералах, остаток CO_2 связан с MgO , а недостаток последнего в случае $CO_2 > MgO + CaO$ компенсируется FeO .

по единичным пробам редко встречающихся метааргиллитов (Горбилочская зона, ключ Мороко). В её составе преобладают метаалевролиты и глинистые их разновидности, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Преобладающие в горбилочской свите кварцсерицит-хлоритовые сланцы однотипны для Каитъбинской и Горбилочской зон и представляют собой метаморфизованные аргиллиты, содержащие, по-видимому, в своем составе пелловую пирокластиду. Характерный для свиты вкрапленный магнетит отличается повышенным содержанием Ti (до 0,31 % TiO_2), Co (до 0,07 % CoO), Ni (до 0,013 % NiO), V (до 0,14 % V_2O_5), что косвенно свидетельствует о генетической связи его с пирокластикой. Удерейская свита в Каменской и Горбилочской зонах представлена неявно выраженным, различным по мощности переслаиванием близких по составу глинистых, алевритоглинистых, алевритовых сланцев. В Каитъбинской зоне (нижняя подсвита тисской свиты) это переслаивание приобретает черты отчетливой тонкой флишоидной слоистости. Глинистые сланцы в целом во всех фациальных зонах свиты слагают не менее её половины.

В составе погоруйской свиты в Каменской и Горбилочской зо-

нах преобладают песчаники и алевроитовые, глинисто-алевритовые сланцы, прослои глинистых сланцев редки. В Каменской зоне (р. Иркинеева) характерно наличие высокозрелых кварцевых песчаников и многочисленных признаков мелководья, которые постепенно исчезают в западном направлении. В Каитъбинской зоне песчаники на этом стратиграфическом уровне встречаются очень редко и отложения погоруйской свиты становятся неотличимы от удерейской. Более того, в тисской свите, объединяющей в Каитъбинской зоне удерейскую и погоруйскую, глинистость отложений нарастает снизу вверх по разрезу.

В свитах карточки и аладьинской (Каменская зона) глинистые породы отсутствуют как таковые. Глинистое вещество и аутигенный кремнезем выступают в виде примеси в карбонатных породах, причем для свиты карточки характерны самостоятельные кремнистые прослои (р.Иркинеева), а для аладьинской — тонкодисперсное распределение кремнезёма и псевдоморфозы по онколитами (р.Ангара у пос.Манзя). В Горбилокской и Каитъбинской зонах кремнистость карбонатных пород этих свит несколько снижается, а глинистость в отдельных случаях возрастает до пределов (см. табл. I), позволяющих относить их к глинистым породам.

В основании тунгусикской серии на размытой поверхности сухопитской (реки Горбилок, Сухой Пит) залегают глинистые толщи красногорской (Каменская зона) и потоскуйской (Горбилокская зона) свит. Широкое развитие хлоритоида, каолинита и гидрослюда обеспечивает высокую глинозёмистость сланцев. Пестрая окраска их часто вызывается зональным окислением хлоритоида. Появление заметных количеств алевроитового материала в Горбилокской и Каитъбинской зонах создает флишоидный тип слоистости, часто с градиционным распределением алевроитового, реже песчаного материала.

Шунтарская свита характеризуется максимальными для всего рифейского разреза содержаниями углеродистого вещества. Её слагают углеродистые глинистые, алевроитоглинистые, карбонатно-глинистые, хлоритоидные сланцы с прослоями и пачками, в которых преобладают строматолитовые, кремнистые, глинистые известняки и доломиты. В одном из наиболее представительных для Енисейского края обнажении шунтарской свиты, в устье р.Каменки, углеродистые карбонатно-глинистые, глинистые сланцы в основании свиты содержат прослои и линзы строматолитовых известняков, в верхней части

для неё характерны пачки, содержащие прослои перемытых глинистых, карбонатно-глинистых отложений, слепки мелких и крупных промоин, косую слоистость. В бассейне рек Татарки и Лендахи в шунтарской свите известны горизонты олистостромов и турбидитных отложений. Всё это указывает на изменяющиеся по латерали глубины шунтарского палеобассейна, в котором происходило образование глинистых пород. В Каитъбинской зоне в составе отложений свиты значительную роль играют породы вулканогенно-осадочного ряда.

Наибольшая фациальная изменчивость отложений рифея Енисейского кряжа характерна для уровня, соответствующего свитам серого ключа, дадыктинской (Каменская зона), киргитейской (Горбилочская зона), широкоинской подсерий (токминская свита, свита сухого хребта Каитъбинской зоны). Приуроченность к этому уровню стратиформного полиметаллического и марганцевого оруденений ставит перед исследователями особо важные задачи. В связи с этим глинистое вещество вышеперечисленных свит изучалось не только в собственно глинистых породах, но и в составе примесного силикатного компонента в карбонатных породах.

Свита серого ключа в разрезе по р.Ангаре у одноименного ключа сложена доломитами, известняками с редкими прослоями глинистых сланцев, кремненых карбонатных пород и линзами кремней. Для указанного разреза характерны горизонты олистостромов, текстуры подводно-оползневых деформаций, нептунические дайки, слои с фрагментами взломанных и перестроенных слоёв глинистых и карбонатных пород, конседиментационные карбонатные брекчи и гравелиты, карбонатные песчаники, карбонатные слои с конседиментационной трещиноватостью, гейзериты подводного происхождения, а также онколитовые и строматолитовые доломиты, реже известняки. Проявления градационной и косой слоистости редки. Перечисленные особенности строения свиты свидетельствуют о формировании её отложений в области шельфа и, возможно, верхней части континентального склона (или на склоне локальных поднятий), в условиях высокой сейсмичности и проявлений подводной гидротермальной деятельности. Вышезалегающая дадыктинская свита начинается глинистыми, алевритоглинистыми сланцами, которые в средней части её сменяются переслаиванием песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, и завершается известняками и доломитами с прослоями и линзами черных кремней. Двум этим свитам в Горбилочской зоне от-

вечают более разнообразные по составу отложения киргитейской подсерии. В этой зоне по сравнению с предыдущей, резко усиливается роль терригенных пород. Здесь преобладают (даже в нижней части подсерии) глинистые, алевритоглинистые, известково-глинистые сланцы. В верхней части подсерии появляются кварциты. Для алевритовых, песчаных отложений подсерии характерны текстуры мелководья: трещины усыхания, косая слоистость (р.Горбилук). В глинисто-карбонатных и карбонатных отложениях наблюдаются горизонты олистостромов, которые в бассейне р.Горбилук нередко принимаются за конкреционные образования. В районе верхнего течения р.Бол.Пит видимые размеры олистолитов в таких горизонтах достигают 3-4 м.

Токминская свита практически не содержит в своем составе собственно глинистых пород, за исключением глинистых туффитов в нижнем течении р.Бол.Пит. Поэтому глинистое вещество выделялось из карбонатных пород методом отмучивания фракции менее 0,002 мм из механически дезинтегрированных пород. Токминская свита в нижнем течении р.Ангара (нижнеангарский разрез) и в бассейне р.Бол.Пит (широкинский разрез) подразделяется на три пачки. Нижняя пачка (мощность 330-1200 м) карбонатных пород наиболее обогащена углеродистым веществом с примесью глинистого, алевритового и кремнистого материала. В широкинском разрезе к ней приурочено марганцевое оруденение. Вторая пачка (мощность 200-350 м) сложена неяснослоистыми безглинистыми известняками с примесью аутигенного? тонкодисперсного кварца. Здесь намечается несколько горизонтов с кремнистыми конкрециями, содержащими вкрашенность сфалерита. В нижнеангарском разрезе к этой пачке приурочено Рудаковское сфалерит-галенитовое рудопоявление. Третья пачка (мощность 700-1000 м) представлена тонкослоистыми кремнисто-глинистыми известняками с изменяющейся по разрезу примесью доломита. Для участков разреза, обогащенных кварцем, характерны косая слоистость, подводно-оползневые текстуры, поверхности локального размыва с присыпкой гравелитовых обломков нижележащих пород. В широкинском разрезе появляются песчаные известняки и песчаники с карбонатным цементом. Отдельные прослои обогащены вкрапленными пиритом, пирротинном и их конкрециями. Пачка вмещает Горевское месторождение, рудопоявления в бассейне р.Широкой и на правом берегу р.Бол.Пит ниже пос.Широкий. В нижнем течении

р.Бол.Пит (орловский разрез) среди карбонатных отложений свиты появляются карбонатные туффиты, туфы, маломощные покровные тела эффузивов основного состава. Для этого же разреза характерны онколитовые и строматолитовые известняки, отсутствующие в нижнеангарском и широкинском разрезах.

Свита сухого хребта, изучавшаяся в разрезах по р.Ангаре ниже впадения р.Бол.Мурожная, сложена глинистыми, углеродистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, кварцитами. В западном направлении с приближением к пос.Новоангарску наблюдается увеличение кремнистости глинистых сланцев, значительная часть которых не попадает в выборку глинистых сланцев из-за содержания Al_2O_3 , ниже граничного.

Нижнеангарская свита геохимически опробована в разрезе по р.Бол.Пит у впадения р.Тыры. Здесь на киргитейской подсерии без перерыва залегают глинистые алевритоглинистые сланцы, песчаники. Отдельные слои глинистых сланцев обогащены углеродистым веществом, в цементе песчаников отмечается сидерит. В средней части свиты наблюдается пятнистая, послойная гематитизация пород. С этой же частью разреза связан двухметровый прослой гематитовых гравелитов, содержащих от 29,51 до 54,26 % Fe_2O_3 . Выше залегают переслаивающиеся глинистые, кремнисто-глинистые, алевритоглинистые сланцы, песчаники, карбонатно-глинистые сланцы с сидеритом. В самой верхней части разреза появляются редкие прослой обломочных известняков и песчанистых доломитов. Для всего разреза свиты характерны часто встречающиеся нептунические дайки, конседиментационные брекчи и гравелиты, представленные переотложенными фрагментами глинистых слоек. Реже встречаются поверхности микроразмыва, косая слоистость, знаки ряби. Анализ состава пород и их текстурно-структурных особенностей приводит к выводу о формировании отложений свиты в пределах горизонтального участка шельфа в условиях высокой сейсмичности (нептунические дайки, конседиментационные брекчи).

Для характеристики химического состава глинистых сланцев было привлечено 234 полных химических анализа, выполненных главным образом в Центральной лаборатории ПГО "Оренбурггеология" под руководством Ю.П.Соболевой. Глинистое вещество, выделенное из карбонатных пород, проанализировано в 114 пробах квантометрическим методом М.И.Зеркаловой в ИГиГ СО АН СССР. Оценку химического

Средний химический состав глинистых сланцев Енисейского края

Свита или подсерия	Кординская			Горбилокская			Удерейская			Погоривоякская, тисская			Карточки, аладынская	
	II	III	IV	I	II	III	I	II	III	II	III			
Количество проб	2	14	7	5	20	8	8	10	8	4	5			
SiO ₂	63,32	59,36	58,86	62,96	58,11	61,72	59,48	63,74	60,42	63,82	59,66			
TiO ₂	0,93	1,07	1,22	0,89	1,15	1,41	1,25	0,92	1,01	0,90	0,99			
Al ₂ O ₃	16,90	19,24	18,49	17,24	20,18	17,60	19,39	17,39	19,12	16,62	18,26			
Fe ₂ O ₃	1,26	3,06	3,14	3,81	1,37	2,11	3,33	1,61	1,76	1,55	2,05			
FeO	4,06	5,62	6,51	2,37	7,50	6,11	2,74	3,94	6,11	4,14	5,33			
MnO	0,03	0,16	0,14	0,03	0,11	0,07	0,04	0,03	0,03	0,03	0,13			
MgO	3,08	1,76	1,69	1,95	1,66	1,35	1,79	1,74	1,95	2,07	2,48			
CaO	0,99	0,56	0,66	0,46	0,62	0,70	0,60	0,41	0,20	0,62	0,9			
Na ₂ O	1,42	1,60	1,74	1,30	1,22	1,16	1,01	2,23	1,28	1,62	1,04			
K ₂ O	5,5	3,22	3,21	4,78	3,06	3,54	5,57	3,93	3,19	3,96	4,36			
F ₂ O ₅	0,15	0,12	0,18	0,13	0,18	0,14	0,14	0,09	0,09	0,25	0,15			
CO ₂	0,61	не опр.	не опр.	0,19	0,09	не опр.	0,23	0,31	0,61	0,48	0,26			
П.п.п.	2,22	3,64	3,90	4,05	4,39	3,76	4,71	3,60	4,70	4,03	4,32			
Сумма	99,86	99,41	99,74	99,97	99,55	99,67	100,05	99,63	99,86	99,61	99,67			
a	0,32	0,38	0,37	0,32	0,41	0,34	0,38	0,32	0,37	0,31	0,36			
b'	0,15	0,16	0,17	0,13	0,17	0,14	0,13	0,12	0,15	0,13	0,17			
n	0,16	0,12	0,12	0,14	0,10	0,11	0,15	0,15	0,11	0,14	0,13			
k	0,72	0,57	0,55	0,71	0,63	0,66	0,79	0,53	0,62	0,62	0,73			
$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	7,3	10,4	10,1	8,5	10,0	7,5	6,0	10,7	10,0	11,1	9,6			
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	11,9	12,0	10,6	13,3	16,5	15,2	19,2	7,8	14,9	10,2	17,6			
$\frac{Al_2O_3}{TiO_2}$	18,2	18,0	15,2	19,4	17,5	12,5	15,5	18,9	18,9	18,5	18,4			

состава глинистых пород, изменения его по разрезу и латерали на одном стратиграфическом уровне удобнее проводить с помощью петрохимических параметров (табл.3,4), предложенных А.Б.Роновым /1963/, Н.М.Страховым /1976/, А.Н.Нееловым /1980/, Е.П.Акульшиной /1971/, А.А.Предовским /1980/, Я.Э.Кудовичем /1981/. Особенности химического состава глинистых сланцев отчетливо выражены на диаграмме А.Н.Неелова (см.рисунок).

В химическом отношении метаглинистые сланцы кординской свиты завершают единый ряд пород, начинающийся метапесчаниками (рисунок,а). В этом направлении постепенно увеличивается глиноземистость (параметр а), щелочность (параметр n) и калиевость (параметр k). Постепенность перехода обусловлена широким развитием обломочных полевых шпатов во всех перечисленных группах пород.

Горбилокские метааргиллиты образуют на диаграмме А.Н.Неелова компактное поле (рисунок,б). Горбилокская зона отличается от

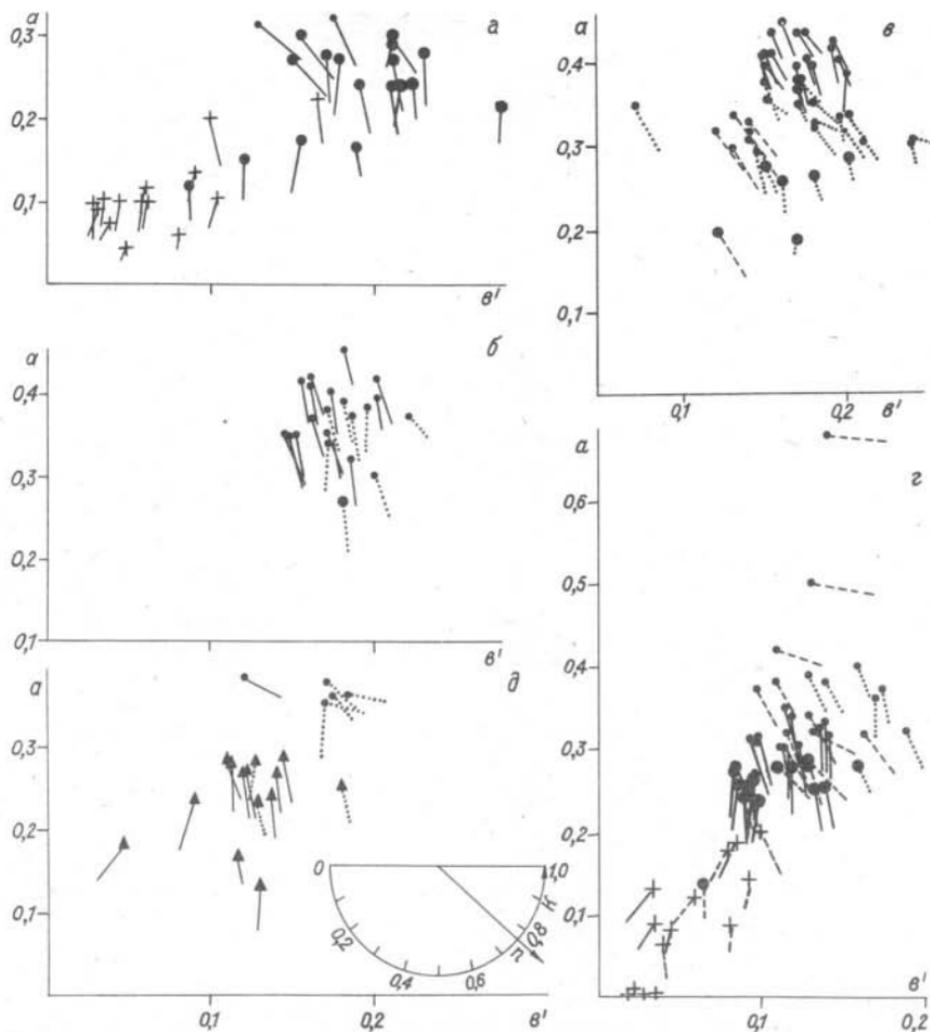
Свита или подсерия	Красногорская, потоскуйская, тенегижская			Шугарская				Уровень киргитейской подсерии					Нижне-ангарская
								серого клуба	киргит- тейская	тозмин- ская	даик- тинская	сухого хребта	
Зона	I	II	III	I	II	IIIa	IIIб	I	II	IIIб	I	III	II
Количество проб	II	19	3	17	14	7	5	4	17	7	5	12	22
SiO ₂	54,64	59,83	58,76	55,51	59,77	59,28	64,52	58,62	61,49	58,55	58,70	63,02	62,93
TiO ₂	1,36	1,00	0,88	0,94	0,94	0,89	0,90	0,89	1,26	1,01	1,09	1,09	1,19
Al ₂ O ₃	25,23	20,75	24,26	19,38	19,85	20,86	18,82	17,30	22,89	19,19	19,58	18,96	20,43
Fe ₂ O ₃	3,96	2,02	1,75	4,22	2,24	2,16	1,95	3,00	2,20	2,45	1,74	2,73	2,48
FeO	0,67	5,60	4,01	2,36	4,50	6,46	3,73	1,24	2,90	5,61	1,39	2,04	2,65
MnO	0,07	0,05	0,12	0,06	0,06	0,07	0,01	0,02	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03
MgO	1,09	1,49	0,94	1,17	1,29	2,46	0,19	2,26	0,55	2,25	1,38	1,34	0,87
CaO	0,38	0,20	0,26	2,60	0,72	0,41	0,22	2,80	0,42	0,44	1,35	0,70	0,45
Na ₂ O	0,11	0,65	1,16	0,71	0,66	0,63	0,80	0,18	0,46	2,76	0,14	0,44	0,54
K ₂ O	3,13	3,64	2,75	3,30	3,02	2,21	3,68	5,84	2,32	3,32	5,45	5,08	3,29
Fe ₂ O ₃	0,11	0,09	0,13	0,12	0,10	0,13	0,09	0,15	0,06	0,15	0,11	0,12	0,11
CO ₂	0,26	0,29	He обн.	2,10	0,66	0,68	0,10	2,56	0,41	0,13	0,87	0,42	0,24
П. п. п.	8,88	4,65	4,65	9,10	6,70	4,25	4,34	7,34	5,16	4,24	7,69	4,44	4,72
Сумма	99,57	99,97	99,67	99,47	99,85	99,81	99,25	99,64	99,73	100,03	98,64	99,96	99,69
a	0,54	0,41	0,49	0,41	0,39	0,42	0,34	0,35	0,44	0,39	0,39	0,35	0,38
b'	0,09	0,14	0,11	0,11	0,12	0,19	0,09	0,10	0,08	0,17	0,08	0,10	0,10
n	0,07	0,10	0,10	0,09	0,09	0,07	0,10	0,13	0,06	0,16	0,12	0,12	0,09
k	0,94	0,77	0,61	0,76	0,74	0,70	0,75	0,96	0,77	0,44	0,97	0,88	0,79
Fe+Mn Al	4,1	9,6	8,4	8,6	9,1	12,4	7,9	5,8	5,1	10,2	3,5	5,4	5,4
Al ₂ O ₃	229,4	31,9	20,9	27,3	30,1	33,1	23,5	96,1	49,8	6,9	39,9	43,1	37,8
Na ₂ O													
Al ₂ O ₃	18,5	20,7	27,6	20,6	21,1	23,4	20,9	19,4	18,2	19,0	18,0	74,4	17,2
TiO ₂													

Примечание. I - Каменная зона; II - Горбилокская; III - Каитыбинская (IIIa - широкский разрез, IIIб - орловский). Параметры состава по А.Н.Неолу /1980/ в атомных количествах:

$$a = \frac{Al_2O_3}{SiO_2}, \quad b' = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO - CO_2}{SiO_2}, \quad n = \frac{K_2O}{Na_2O + K_2O}.$$

Каитыбинской лишь появлением в последней глинистых сланцев с предельным содержанием кремнезема. Возможно, что в исходном составе осадков горбилокского палеобассейна широко был развит монтмориллонит, содержащий по сравнению с другими глинистыми минералами максимальное количество кремнезема. По этой причине часть тонкозернистого кварца сланцев имеет аутигенную природу, образуясь при переходе монтмориллонита в хлорит, гидрослюда и серицит на различных стадиях изменения пород. Последние три минерала преобладают в составе горбилокских сланцев и отражают минеральный состав последней стадии изменения.

В удерейской свите наблюдается некоторое отличие по общей меланократности (параметр b') и глиноземности глинистых сланцев Горбилокской и Каменной зон (рисунок, в). Для Каитыбинской зоны характерен наибольший разброс значений параметра (k), что



Петрохимические диаграммы пород

Сухопитская серия. Свиты: а - кординская; б - горбилковская; в - удерейская; г - погорьйская; д - карточки и аладьинская.

Тунгусикская и ослянская серии. Свиты: е - потоскуйская, ж - шунтарская, з - киргитейская, и - сухого хребта, к - нижнеангарская. Породы: 1 - глинистые сланцы; 2 - алевролиты и метаалевролиты; 3 - песчаники, метапесчаники; 4 - кремнисто-глинистые; 5 - углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы; 6 - туффиты, туфы. Зоны: 7 - Каменская, 8 - Горбилковская, 9 - Каитыбинская

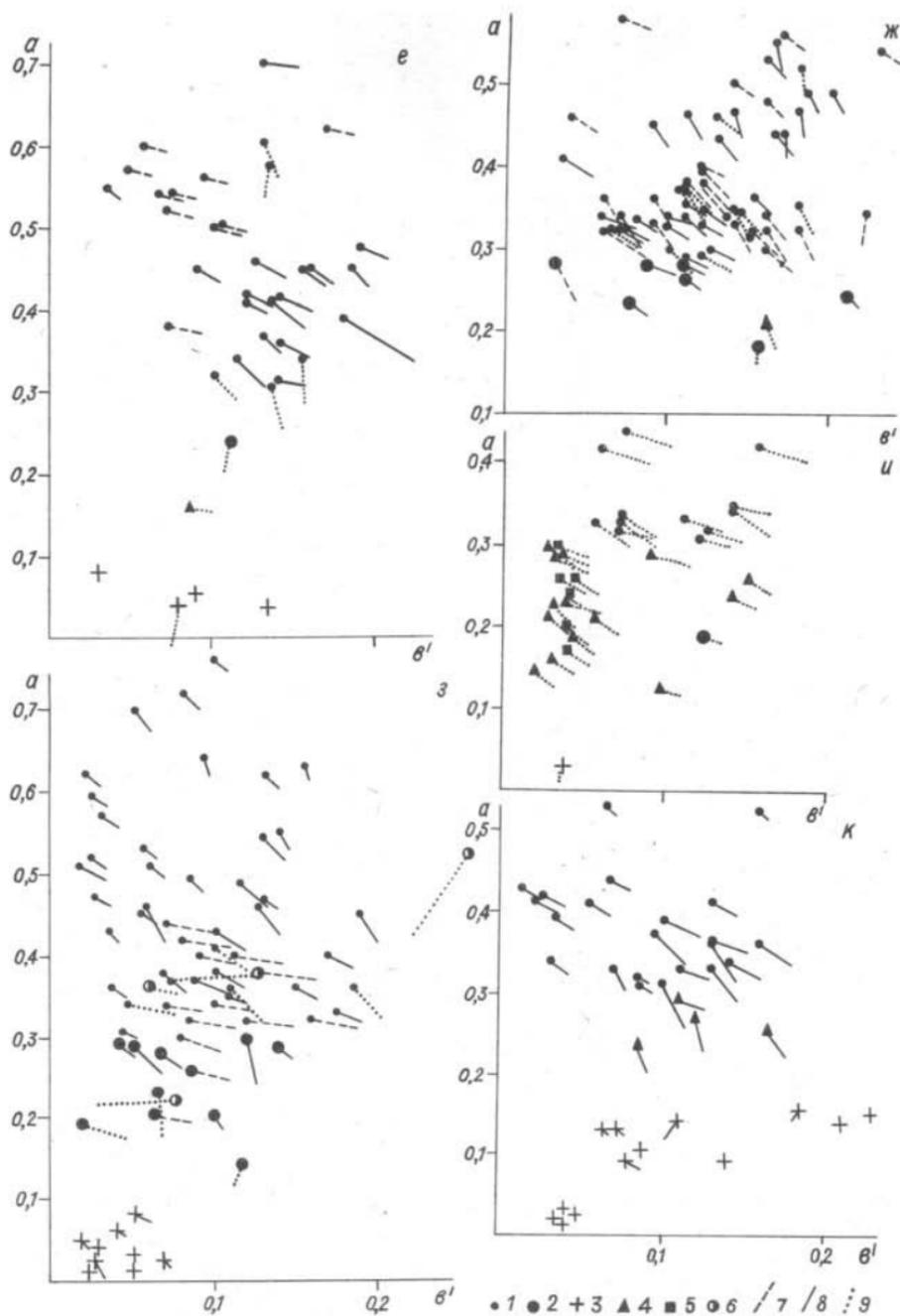


Таблица 4

Средний химический состав глинистого вещества,
выделенного из карбонатных пород тунгусинской серии

Свита	Токминская			Серого ключа
	Нижнеангар- ский	Широкин- ский	Орловский	
Название разреза				р. Ангара, руч. Серый Ключ
Количество проб	29	52	20	13
SiO ₂	54,0	52,40	57,45	56,82
TiO ₂	0,63	2,36	3,43	0,85
Al ₂ O ₃	15,52	20,50	21,30	19,97
Fe ₂ O ₃	4,50	4,12	7,25	4,06
MnO	0,09	0,09	0,03	0,11
MgO	4,59	5,60	1,63	2,62
CaO	1,42	0,64	0,36	0,46
Na ₂ O	0,50	0,39	0,99	0,06
K ₂ O	3,27	4,40	3,92	6,19
a	0,33	0,46	0,44	0,41
b'	0,17	0,19	0,13	0,12
n	0,09	0,11	0,11	0,13
k	0,81	0,89	0,72	0,99
$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	8,4	2,1	2,5	5,7
Al ₂ O ₃				
Na ₂ O	31,0	52,6	21,5	332,8
Al ₂ O ₃				
TiO ₂	24,6	8,7	6,2	23,5

может быть обусловлено локальным появлением пепловой пирокластиче-
ски.

Глинистые сланцы погорьинской свиты из различных зон заметно
отличаются по соотношению щелочей. Наиболее калиевыми являются
сланцы Каменской зоны. Характерной особенностью этой зоны явля-
ется наличие в средней части свиты высокозрелых глиноземистых
сланцев (рисунок, г), сопровождающих маломощные прослои кварцевых

гравелитов. Как и в кординской свите, наблюдаются постепенные изменения параметра (k) от каликатрового в песчаниках до суперкалиевого в высокозрелых глинистых сланцах. В этом же ряду происходит незначительное увеличение общей меланократовости.

Кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы свиты карточка и аладьинской резко контрастируют по соотношению Na и K с собственно глинистыми сланцами этих свит (рисунок, д). Это свидетельствует о сравнительно редком пульсационном поступлении достаточно высокозрелого глинистого материала в бассейн, где одновременно с осаждением карбонатов в примесных количествах накапливался незрелый в химическом отношении кремнисто-глинистый материал.

Начало тунгусижского времени ознаменовалось появлением после перерыва в осадконакоплении высокозрелых глиноземистых сланцев потоскуйской свиты и её аналогов. Глиноземистый модуль в них достигает значений (рисунок, е), характерных сиааллитам, по классификации А.Н.Неелова /1980/. Максимальные значения глиноземистого модуля и калиевоности принадлежат глинистым сланцам Каменской зоны. В западном направлении в Горбилокской зоне происходит уменьшение значений этих параметров, одновременно с этим увеличивается общая щёлочность и меланократовость пород. В глинистых сланцах Кайтъябинской зоны резко возрастает натровость, другие параметры близки таковым Горбилокской зоны.

В шунтарской свите происходит в целом некоторое снижение глиноземистого модуля глинистых сланцев по сравнению с подстилающими потоскуйскими. Шунтарские сланцы не различаются по химизму в рассматриваемых трех зонах за исключением более высокой кремнистости туфогенных сланцев орловского разреза.

Химический состав глинистых сланцев, соответствующих уровню киргитейской подсерии, достаточно разнообразен (рисунок, з, табл. 3). Сланцы Каменской зоны, залегающие в виде маломощных редких прослоев среди карбонатных пород, уверенно отличаются от глинистых сланцев, преобладающих в разрезах Горбилокской зоны, повышенными значениями кремнистости, общей щёлочности и калиевоности. Кремнистость сланцев свиты серого ключа обусловлена эксгальтивным кремнеземом, на что прямо указывают находки подводных гейзеритов. Разнообразный, часто контрастный состав глинистых сланцев Кайтъябинской зоны обусловлен примесью пирокластике основного и кислого состава. Одновозрастные глинистые сланцы дадыктинской

свиты (р.Ангара, Каменская зона) близки по химическому составу глинистым сланцам свиты сухого хребта (р.Ангара, Каитъбинская зона). Общая кремнистость этой части разреза находит выражение в появлении прослоев черных кремней в дадыктинской свите и в широкой распространенности черных кремнисто-глинистых сланцев в свите сухого хребта.

Глинистое вещество, выделенное из карбонатных пород токминской свиты (см. табл.4), характеризуется максимальной кремнистостью в нижнеангарском разрезе, вмещающем промышленное полиметаллическое оруденение. Глинистое вещество нижнеангарского и широкинского разрезов высококалиевое, в орловском разрезе калиевость его резко снижается. Максимальная зрелость глинистого вещества характерна для широкинского разреза, $Fe-Mn-Ti$ -модуль наиболее высокие значения принимает в нижнеангарском разрезе, что свидетельствует об усилении эксгальвативной деятельности в этой части Каитъбинской зоны. Глинистое вещество карбонатных пород свиты серого ключа резко отличается от глинистого вещества одновозрастных пород токминской свиты более высокой зрелостью (см. табл.4).

Глинистые сланцы нижнеангарской свиты в Горбилокской зоне практически не отличаются по химическому составу от подстилающих глинистых сланцев киргитейской подсерии (рисунок,к). По своей зрелости они значительно уступают красногорским сланцам. В целом для них характерна невысокая (сравнительно с другими свитами) общая меланократовость. Низкие значения $Fe-Mn-Ti$ -модуля исключают эксгальвативное происхождение месторождений и рудопроявлений железа на этом уровне. Общая низкая меланократовость глинистых сланцев свиты свидетельствует о кратковременном, пульсационном поступлении Fe в бассейн седиментации. Процессы вторичной гематитизации сланцев не сказываются на их общей меланократовости.

Анализ всего приведенного петрохимического материала позволяет сделать следующие выводы.

1. Выделяемым на Енисейском кряже крупным фациальным зонам соответствует петрохимическая зональность, степень выраженности которой возрастает от сухопитской серии к тунгусикской.

2. Для большинства терригенных свит рифея Енисейского кряжа характерно снижение в западном направлении от границ с Сибирской платформой химической зрелости глинистых сланцев. Это позволяет

предполагать, что основная часть глинистого вещества поступала в Каменскую и Горбилокскую зоны из областей питания, расположенных на Сибирской платформе. В Каитыбинскую зону высокозрелый материал поступал эпизодически.

3. Наиболее отчетливо проявляется вертикальная петрохимическая зональность глинистых пород рифея. К началу верхнего рифея приурочено появление наиболее зрелых глинистых сланцев красногорской свиты. Высокий уровень зрелости сохраняется и для киргитейской подсерии.

4. Определенные закономерности в химическом составе глинистых пород характерны для стратиграфических уровней, к которым приурочено оруденение. Так, в сухопитской серии наиболее зрелым породам удерейской свиты сопутствует максимальное проявление породной золотоносности /Петров, 1976/. В этом отношении заслуживает внимания горизонт в средней части погоруйской свиты (р. Иркинеева), сложенный максимально зрелыми глинистыми породами и кварцевыми гравелитами.

5. Характерным признаком углеродистых сланцев шунтарской свиты, с отложениями которой связано колчеданно-полиметаллическое оруденение, является их практически полная петрохимическая аazonальность, обусловленная устойчивым существованием на всей территории палеошунтарского бассейна (в пределах Енисейского кряжа) однотипных условий.

6. В составе токминской свиты уровням с сопутствующим полиметаллическим оруденением характерна повышенная кремнистость глинистого вещества, обусловленная, вероятно, не только монтмориллонитовым исходным составом примесного глинистого компонента, но и эксталятивным поступлением кремнезема.

7. Анализ петрохимического состава глинистых сланцев нижнеангарской свиты приводит к выводу о предшествующем нижнеангарскому времени накоплению окисного железа. Во время формирования отложений свиты происходило, по-видимому, локальное и эпизодическое поступление в бассейн продуктов перемыва этих скоплений.

Литература

АКУЛЬШИНА Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 152 с.

НЕЕЛОВ А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

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

ПЕТТИДЖОН Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

ПРЕДОВСКИЙ А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983. 215 с.

РОНОВ А.Б. Задачи современной палеогеографии в свете геохимических исследований. - В кн.: Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963, с.153-156.

РОНОВ А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.

САРАЕВ С.В. Петрографическая характеристика и реконструкция первичного состава вмещающих пород архейских железистых кварцитов юго-западного Прибайкалья. - В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1975, с.176-189.

САРАЕВ С.В. Петрохимия, геохимия и реконструкция обстановок осадконакопления ауминза-бесаланского комплекса Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы). - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.73-100.

САРАЕВ С.В. Геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа. - В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983, с.127-137.

СПРАВОЧНОЕ руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1958, т. II. 519 с.

СТРАХОВ Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

В.Г.Петров

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ
ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Районы распространения докембрийских осадочно-метаморфических отложений по западной окраине Сибирской платформы давно известны многочисленными проявлениями золоторудной минерализации и повышенной кларковой золотоносностью определенных комплексов пород на различных стратиграфических уровнях /Петров, 1974, 1976/. Знание положения этих уровней в пространстве значительно облегчает проведение поисково-разведочных работ на золото, однако выявление их требует предварительного проведения трудоёмких детальных литолого-геохимических исследований, в связи с чем особое значение приобретает разработка критериев золотоносности, которые позволили бы на основе уже имеющихся достаточно многочисленных данных по общему составу осадочно-метаморфических толщ делать обоснованные заключения о перспективности их золотоносности.

На основе проведенных в настоящее время исследований в наиболее полном для западной окраины Сибирской платформы разрезе верхнего протерозоя Енисейского кряжа и смежных территорий Туруханского поднятия и Восточного Саяна, можно выделить три крупных осадочных ритма, сложенных внизу терригенными, а сверху - карбонатными литолого-осадочными комплексами /Петров, 1982/.

Первый осадочный ритм начинается в Енисейском кряже песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, сланцами и известняками вулканогенно-сланцевой формации глушихинского комплекса и заканчивается туфами, сланцами, известняками вулканогенно-карбонатной формации панимбинской и терригенно-карбонатной формации свиты хребта Карпинского. В Восточном Саяне первому осадочному ритму отвечают отложения дербинской серии в составе дербинской, жай-

минской и миричунской свит, сложенных, в основном, карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями.

Петрохимические особенности наиболее ранней вулканогенно-сланцевой формации глушихинского комплекса и нижней части панимбинской свиты характеризуются пониженными содержаниями K_2O , повышенными концентрациями MgO , CaO , а также SiO_2 общ. По данным проведенных исследований, вулканогенные породы западного склона Енисейского кряжа представляют собой производные недифференцированных и потому очень однородных лав толеит-базальтового состава с отчетливо выраженным известково-щелочным уклоном, характерным для ранней стадии эвгеосинклиналей. Продукты вулканизма металипарит-андезитобазальтовой ассоциации по геологическому положению, петрографическим особенностям и химизму могут быть отнесены к более дифференцированной андезитовой (андезитобазальтовой) формации, характерной для островных дуг и завершающих этапов геосинклиналей.

Средняя часть первого осадочного ритма, сложенная известняками панимбинской и дербинской свит, представляет собой типичную вулканогенно-карбонатную и автохтонную карбонатную формации, образованные главным образом химическими осадками, выпавшими из вод морского бассейна, и лишь в незначительной степени — обломочными породами, образовавшимися за счет размывов местных поднятий.

Отложения первого осадочного ритма характеризуются в целом равномерным распределением золота. Вулканогенно-осадочные и в том числе глинистые породы глушихинского комплекса и панимбинской свиты несут обычно кларковую золотоносность. Повышенная (не более 2–10 кларков) золотоносность отмечается редко и связана с тремя типами концентраций, две из которых определяются литолого-фациальными особенностями накопления осадочных отложений. Первый из них, который можно назвать петрогенным типом, связан с кратковременными периодами размыва и перетложения вулканогенно-обломочного материала, в результате которого происходили переувлажнение, осадочная дифференциация и некоторое обогащение осадков относительно высокзолотоносными компонентами (роговыми обманками, ильменитом, магнетитом и пр.) тех же вулканогенно-осадочных пород. Второй тип концентраций представляет собой типично хемогенные накопления золота в высокоуглеродистых глинистых сланцах фаций

сероводородного заражения и связан с сингенетичной адсорбцией золота диагенетическими сульфидами и органическим веществом. Третий тип концентраций золота в породах первого осадочного ритма не имеет прямой связи с литолого-петрохимическими особенностями вмещающих пород и целиком определяется последующей метаморфической и тектонической историей отложений. Проявления этого типа имеют типичный метаморфогенно-гидротермальный облик (кварцево-сульфидные жилы и прожилки, зоны измененных и сульфидизированных пород и пр.) и могут быть поэтому названы тектонометаморфогенными.

Нижняя часть второго осадочного ритма в Енисейском крае начинается глинистыми, хлоритоидными, алевроглинистыми сланцами, кварцитами и известняками пенченгинской свиты, несогласно залегающими на осадочно-метаморфических и интрузивных породах панибинской свиты и свиты хребта Карпинского. На подстилающих породах, как правило, развита мощная кора химического выветривания, особенно ярко выраженная в местах залегания свиты на "древних" гранитоидах Чиримбинского массива. Петрохимические особенности глинистых пород пенченгинской свиты указывают на присутствие в их составе двух разновидностей, заметно отличающихся как по источнику обломочного материала, так и по условиям залегания отложений. Первые из них представляют собой богатые каолинитом высокоглиноземистые продукты латеритной (?) коры выветривания, отлагавшиеся в наиболее ранние стадии размыва этой коры. Вторая группа глинистых пород представляет собой, по-видимому, относительно плохо сортированные осадки мелководных или меньших по площади бассейнов седиментации либо продукты размыва уже не зрелой коры выветривания, а непосредственно коренных пород питающих провинций.

Петрохимические особенности карбонатных пород верхней части пенченгинской свиты характеризуются значительным возрастанием терригенной примеси (SiO_2 до 15-20 %) и снижением глиноземного модуля до 50-60 %, что свидетельствует о поступлении в бассейн седиментации верхнепенченгинского времени больших масс терригенного материала и возрастании в нем роли кластогенных обломков полевых шпатов и кварца. Об этом же свидетельствует и примерно равное соотношение K_2O и Na_2O , резко отличающее известняки пенченгинской свиты от известняков свиты хребта Карпинского.

Нижней части второго осадочного ритма соответствуют также отложения Туруханского комплекса. Петрохимические особенности терригенных пород его нижней части характеризуются низкими значениями SiO_2 своб. (32–35 %), глиноземного модуля (50–60 %) и незначительным преобладанием K_2O над Na_2O . В аргиллитах верхней части комплекса SiO_2 своб. возрастает до 38–42 %, глиноземный модуль до 70–80 % и особенно резко возрастает роль K_2O в сумме щелочей, в результате чего отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ достигает 15–25. Величина глиноземного модуля карбонатных пород верхней части Туруханского комплекса несколько меньше, чем в глинистых породах и практически одинакова с модулем песчаников, что указывает на существенно аркозовый характер обломочного материала питающих провинций. Появление больших количеств K_2O в породах этого комплекса связано с появлением олигомиктовых кварцево-плагиоклазовых и кварцево-микроклиновых песчаников и гравелитов, отвечающих, несомненно, эпохе интенсивного выветривания и размытия гранитных массивов на континенте.

Верхняя часть второго осадочного ритма в Енисейском крае представлена сланцевыми породами кординской, горбилокской и удерейской свит, ритмично-слоистыми алевритоглинистыми сланцами и песчаниками погорюйской, а также мергелями и известняками сосновской свиты сухопитской серии. Непрерывность стратиграфического разреза отложений кординской-сосновской свит, постепенные переходы главнейших типов пород друг в друга, минералого-петрографические и структурно-текстурные особенности пород сухопитской серии указывают на то, что формирование комплекса пород этой серии происходило в едином цикле геологического развития региона, начавшегося трансгрессией кординского времени и продолжавшегося на фоне сначала все прогибавшегося дна бассейна осадконакопления (горбилокское-удерейское время), затем некоторой стабилизации его (погорюйское время) и последующего нового углубления (время сосновской свиты), прерванного резким воздыманием и накоплением терригенно-сланцевых пород базальных слоев залегающей выше тунгусикской серии. Петрохимические особенности глинистых пород и песчаников сухопитской серии также указывают на генетическое единство осадочного материала пород кординской-погорюйской свит и поступление его из одних и тех же источников. Все сланцы этой серии характеризуются значительным содержанием SiO_2 и сравнитель-

но постоянным соотношением щелочей магнизиально-железистой составляющей, низким содержанием CaO и отсутствием свободного карбоната, высоким содержанием алюмосиликатов и щелочей при примерно равном соотношении Na_2O и K_2O .

Верхняя часть второго осадочного ритма имеет ярко выраженную золоторудную металлогеническую специализацию. Пространственное размещение большинства известных золоторудных месторождений и россыпей Енисейского кряжа подчиняется строгому литолого-стратиграфическому контролю /Петров, 1974, 1976, 1982/ и связано с уровнями повышенной кларковой золотоносности в песчаниках и глинистых сланцах кординской-погорьской свит и особенно со сланцами нижней части удерейской. На этих же уровнях отмечаются менее распространенные концентрации сурьмы и мышьяка. Значительные содержания других металлов в отложениях сухопитской серии неизвестны. Базальным слоям сосновской свиты свойственно появление железомарганцевых конкреций, представляющих собой эмбриональные концентрации этих элементов в наиболее глубоководных и застойных участках бассейна седиментации.

По своему происхождению уровни повышенной кларковой золотоносности в отложениях сухопитской серии имеют типично осадочное происхождение и представлены: 1) прибрежно-морскими россыпями, связанными с размывом обломочного материала дельт и морских берегов, 2) россыпями природного шлихования, связанными с размывом локальных поднятий и ранее отложенных осадков и накоплением акцессорного золота вследствие удаления легких продуктов слабозолотоносных первичных осадочных пород, 3) ореолами механического рассеяния тонкого наиболее подвижного золота, объединяющими золи и взвеси элементарного золота, а также сорбированное золото на частицах глин, гидроокислах железа и т.п.

Третьему осадочному ритму в Енисейском кряже отвечают карбонатно-терригенные отложения потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии, распространенные главным образом на восточной окраине кряжа. Петрохимические особенности составов пород этой серии близки соответствующим породам сухопитской, однако в сланцах потоскуйской свиты значительно возрастает глиноземный модуль (до II5 %) и довольно заметно смещается отношение окислов в сторону резкого увеличения количества K_2O над Na_2O и MgO над CaO . Характерно также возрастание общей железис-

тости пород до 10-12 % Fe_2O_3 вал. и падение ее в аргиллитах шунтарской свиты до 3,5-5 %, с одновременным преобладанием Fe_2O_3 над FeO .

Отмеченные петрохимические особенности пород тунгусикской серии свидетельствуют о непрерывном осадочном процессе, сохранении основных черт палеогеографии, состава пород питающих провинций и терригенного материала на протяжении всего сухопитско-тунгусикского времени осадконакопления. Тунгусикская серия, таким образом, отвечает дальнейшему прогибанию бассейна осадконакопления, замедлившегося в период накопления сосновской свиты, и вместе с унаследованием источников обломочного материала сухопитской серии наследует и ее металлогеническую специализацию. Для тунгусикской серии ведущими рудными элементами являются алюминий (глиноземистые сланцы), золото (руднопроявления и россыпи) и железо (пластовые руды), однако они не образуют месторождений в её отложениях вследствие более глубоководных условий осадконакопления, оказавшихся менее благоприятными для накопления значительных рудных концентраций этих элементов.

Для оценки возможного уровня хемогенно-сорбционного накопления золота с глинистым веществом в осадочно-метаморфических породах докембрия тонкодисперсное глинистое вещество подвергалось анализу на золото нейтронно-активационным методом. В подавляющем большинстве случаев количество золота в глинистой фракции на порядок выше общего содержания в породе, т.е. тонкодисперсная глинистая фракция пород - несомненный концентратор хемогенного золота в осадочном процессе. Чтобы яснее определить роль золота, связанного с глинистой фракцией пород, были рассчитаны так называемые коэффициенты концентрации золота в глинистой фракции при условно принятом выходе этой фракции для песчаников и алевролитов - 10 %, для филлитов и алевроаргиллитов - 33 %. Анализ данных приводит к следующим выводам.

В слабозолотоносных (0,4-2 мг/т) олигомиктовых кварцевых песчаниках и алевролитах, не содержащих кластогенного золота (в том числе в сростках), общая золотоносность прежде всего определяется золотом, связанным с глинистой фракцией этих пород (коэффициент концентрации золота с глинистой фракцией этих пород колеблется от 20 до 100 % и в среднем равен 50 %).

В песчаниках и алевролитах с более высоким уровнем общей

золотоносности (3-150 мг/т), обусловленным полимиктовым составом обломочной части либо присутствием свободного кластогенного золота (в том числе в сростках), доля тонкодисперсного золота резко падает и составляет не более 0,1-10 %, в среднем 4 %.

Общий уровень золотоносности глинистой фракции слабозолотосных пород примерно на порядок ниже золотоносности глинистых фракций из алевритоглинистых сланцев, содержащих свободное кластогенное золото, и филлитов с повышенным содержанием тонкодисперсного золота (в частности филлитов удерейского уровня золотоносности).

В алевроаргиллитах и филлитах коэффициент концентрации золота в глинистой фракции колеблется от 1 до 100 %, что связано, по-видимому, с формированием этих пород в широком диапазоне палеофациальных условий, пестрым минералогическим составом обломочной части, а также ошибками в определении действительного выхода тонкообломочной глинистой фракции. Как общую тенденцию накопления хемогенного золота в этих породах следует отметить возрастание в некоторых образцах доли золота в глинистой фракции с увеличением количества обломочного материала (в этих случаях не содержащего кластогенного золота) и отчетливое уменьшение в глинистой фракции золота до 1 % с появлением в породе осадочно-диагенетических и раннеметаморфических пиритов.

Коэффициент концентрации золота в глинистой фракции всех типов осадочно-метаморфических пород резко падает с увеличением степени их метаморфизма - от 33-100 % для удерейской и до 0,5-8 % для панимбинской свит, что связано, несомненно, с раскристаллизацией глинистого вещества и "очистением" его от золота.

Наконец, в породах одной фации метаморфизма коэффициент концентрации золота в глинистой фракции резко уменьшается в участках, содержащих свободное золото в частицах от 0,01 мм и более. По-видимому, это обстоятельство также обусловлено процессами "очистения" глинистого вещества, однако причины и масштабы проявления этих процессов пока неизвестны.

Формы вхождения золота в состав глинистой фракции осадочно-метаморфических пород в настоящее время еще детально не изучены. Можно предполагать, что золото в глинистой фракции может присутствовать в самородном состоянии в виде тончайших частичек и коагулированных сгустков, в сорбированном на поверхности глинистых

частиц, а также в составе органического вещества, сорбированного этими частицами. Роль каждого из этих процессов в создании общей золотоносности глинистого вещества в настоящее время неясна и не может быть определена без специальных исследований. Однако исходя из обменно-сорбционных свойств глинистых минералов по отношению ко многим химическим элементам и соединениям, можно предполагать, что сорбционный механизм играет главную роль в процессах накопления золота в глинистом веществе.

Изложенные данные определенно указывают на то, что глинистое вещество осадочно-метаморфических пород докембрия — несомненно, один из концентраторов хемогенно-сорбционного золота. Во многих случаях доля золота, сконцентрированного в глинистой фракции пород, целиком определяет уровень ее золотоносности в настоящее время и, следовательно, еще в большей степени определяла его раньше, в период отложения и диагенеза осадков.

Таким образом, докембрийские отложения западного складчатого обрамления Сибирской платформы представляют собой единый комплекс общей мощностью 15–18 км, образованный в процессе непрерывного развития от коры океанического типа к протоплатформенной и, наконец, к континентальной стадии. Петрохимические особенности пород комплекса очень резко отражают не только ступени исторического развития региона, но и палеофациальные условия накопления конкретных толщ, а вместе с ними и размещение различных по природе уровней повышенной кларковой золотоносности. Вулканогенно-осадочные толщи конечных этапов перерастания океанической коры в кору континентального типа характеризуются резким преобладанием натрия над калием, дефицитом глинозема, свободного кремнезема, преимущественно полиметаллическим составом элементов-примесей. Осадочные толщи верхнепротерозойской платформы характеризуются присутствием больших количеств свободного кремнезема, преобладанием калия над натрием и классической рудогенной триадой железо-алюминий-марганцевых накоплений. Главнейшие уровни повышенной кларковой золотоносности совпадают с уровнями максимального накопления аркозов, железо-алюминий-марганцевой триады и появлением фаций сероводородного заражения. При этом устанавливается отчетливая связь выделенных типов концентраций золота в глинистых породах с определенными литолого-петрохимическими типами и комплексами пород и фациальными обстановками.

ми осадконакопления. Кластогенные россыпи наиболее характерны для обломочных и глинистых пород континентальных и прибрежно-морских фаций начального этапа трансгрессий. Распределение кластогенного золота в этих породах подчиняется общим законам механической (гравитационной) дифференциации, поэтому роль такого золота в удаленных глубоководных морских фациях значительно уменьшается и практически сходит на нет.

Ореолы тонкодисперсного золота могут присутствовать в породах разного состава и крупности, но в глинистых они, как правило, присутствуют преимущественно в тех из них, которые отвечают отдаленным фазам трансгрессии, т.е. связаны в стратиграфическом разрезе с подстилающими или перекрывающими их более грубозернистыми осадочными комплексами. Там, где эти породы отвечают фазам регрессий или спокойного тектонического режима, их золотоносность невысока.

Размещение петрогенных ореолов в осадочных комплексах полностью определяется составом пород питающих провинций и удаленностью их от областей накопления осадков.

Хомогенные концентрации наиболее характерны для тонкозернистых типов пород, причем уровень накопления золота зависит от количества примеси в них глинистых фракций, осадочно-диагенетических сульфидов и рассеянного углеродистого вещества. Поэтому чистые известняки и алевролиты могут быть практически незолотоносны, в то время как связанные с ними глинисто-углеродистые мергели и аргиллиты могут содержать резко повышенные концентрации золота.

Пространственное размещение тектоногенно-метаморфогенных концентраций золота практически не зависит от литолого-фациальных особенностей глинистых пород осадочных толщ и уровня их сингенетично-осадочной золотоносности. Однако в связи с малой подвижностью золота при метаморфизме уровень возникающих тектоно-метаморфогенных концентраций тем выше, чем выше уровень сингенетично-осадочной золотоносности вмещающих пород.

Таким образом, проведенные исследования позволяют констатировать две важные особенности распределения золота в глинистых породах осадочных толщ — постоянство типов концентраций во времени, обусловленное геохимическими свойствами золота как самородного элемента, и формирование повышенных кларковых концент-

раций его главным образом в континентальных и прибрежно-морских осадках при одновременном резком обеднении им морских отложений за счет твердого стока материков. Другими словами, глинистые толщи с повышенной кларковой золотоносностью — это прежде всего толщи материковых внутриконтинентальных отложений (морских, межгорных впадин, озерных равнин и пр.), а также отложений окраинных частей геосинклиналей и платформ. Четкое петрохимическое своеобразие отложений такого типа позволяет использовать этот признак в практике геолого-разведочных работ, не прибегая к постановке специальных и трудоемких геохимических исследований.

Литература

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. (Геология и петрохимия). Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.

Г.Н.Бровков, В.М.Ярошевич

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И РУДОНОСНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ПАЛЕОЗОЯ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Глинистые породы в разрезах верхнего докембрия и палеозоя Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Минусинского и Тувинского прогибов распространены повсеместно, но крайне неравномерно. Как правило, они присутствуют в качестве второстепенных и акцессорных членов породных ассоциаций

и лишь в рифее слагают крупные пласты, мощные пачки и толщи, будучи иногда формациеобразующими. Аргиллиты и сланцы находятся в составе платформенных, орогенных и геосинклинальных структурно-формационных этажей, ассоциируя в разрезах с обломочными породами, известняками и доломитами, эвапоритами, туфами и туфитами, лавами. В ряде районов они нередко рудоносны и вмещают разнообразное оруденение.

Хотя изученность глинистых пород Саяно-Енисейского региона всё еще недостаточна и неравномерна, представляется возможным предпринять обобщенный сравнительный анализ минерального состава аргиллитов и сланцев различных структурно-формационных этажей и зон, проанализировать специфику состава рассматриваемых пород из рудоносных ассоциаций. При подготовке настоящей статьи нами использованы личные наблюдения и материалы коллег /Бровков и др., 1967, 1983; Авдеевский и др., 1975; Солодкова, 1972; Склярова, 1977; Акульшина и др., 1981/.

В пелитовой фракции аргиллитов и сланцев установлены гидрослюды, хлориты, монтмориллонит, хлоритоид, смешанослойные образования, селадонит, вермикулит, каолинит, пирофиллит. Первые два компонента распространены повсеместно по площади и разрезу, образуя фоновую минеральную ассоциацию со значительными вариациями количественных соотношений. Среди гидрослюд господствуют диоктаэдрические разновидности, имеют место различия в степени гидратированности и кристалличности. Последняя отчетливо возрастает вниз по разрезу, достигая максимума в отложениях рифея, где широкое развитие получает серицит; аналогичный результат достигается также в линейных зонах повышенной метаморфизации пород. Хлориты представлены магнезиальными, железисто-магнезиальными и магнезиально-железистыми разновидностями. Сведения об особенностях их относительной распространенности ограничены. Железистые хлориты сравнительно редки. В отличие от гидрослюд они лишь в единичных случаях образуют пласты почти мономинерального состава (нижний-средний рифей Енисейского края, нижний девон Минусинского прогиба).

Монтмориллонит в качестве породообразующего минерала установлен только в карбонатно-терригенно-телепирокластической формации нижнего карбона Минусинского прогиба и Рыбинской впадины, где известны пласты монтмориллонитовых глин и монтмориллонитовых

с каолинитом. Первоначально он был широко распространен также в отложениях девона; здесь доказана интенсивная гидрослюдизация бывших бентонитов /Бровков и др., 1967/. В глинистых породах нижнего палеозоя, венда и рифея монтмориллонит спорадически отмечается в качестве незначительной примеси, причем не всегда имеется уверенность в надежности его диагностики.

Каолинит – явно второстепенный и акцессорный минерал, но встречается почти по всему разрезу палеозоя и докембрия. Наиболее значительные его количества зафиксированы в аргиллитах карбона Минусинского прогиба; он практически постоянно присутствует в нижнем силуре Тувинского прогиба, а по данным Н.А.Солодковой /1972/ – также в венде Енисейского кряжа.

Селадонит и вермикулит в качестве небольшой примеси (наряду с хлоритом, иногда каолинитом) наблюдаются в гидрослюдистых аргиллитах девона и нижнего карбона Тувинского и Минусинского прогибов в осадочно-пирокластических породных ассоциациях.

Присутствие значительных количеств хлоритоида – отличительная особенность отложений верхнего рифея Енисейского кряжа. Пиррофиллит на правах второстепенного компонента установлен в верхнем ордовике Западной Тувы /Бровков и др., 1970/. Спорадически он отмечается в кембрии Западного Саяна, а также в верхнем рифее Енисейского кряжа /Авдеевский и др., 1975; Юдин, 1968 и др./.

Распространенность минералов тонкой фракции глинистых пород в различных регионах рассматриваемой области показана в таблице. Завершая обзор минерального состава аргиллитов и сланцев, укажем, что последние постоянно усложнены примесями неглинистых минералов, роль которых нередко весьма велика. Это сульфиды (пирит, пирротин), углеродистое вещество, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, а также обломочные, аутигенные и пирокластические кварц и полевые шпаты. Присутствуют цеолиты, анальцим, мусковит, биотит, фрагменты лав и др.

Наблюдаемые вариации состава глинистых пород по площади и разрезу подчинены определенным тенденциям. Отчетливо устанавливается роль фациально-палеогеографических условий: присутствие каолинита и его тяготение к отложениям периферийных частей бассейнов свидетельствует о размыве кор гумидного выветривания. Это особенно наглядно проявилось в карбоне Минусинского прогиба, на

Таблица

Распространенность минералов глинистой фракции аргиллитов и сланцев верхнего докембрия и палеозоя Саяно-Енисейской складчатой области

Сис-тема	Енисейский край			Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб, Восточный Саян			Тувинский прогиб, Западный Саян			
	I	2	3	I	2	3	I	2	3	
C	П л а т ф о р м е н н ы й			О р о г е н н ы й	xx	Г>>K> X<M<<Cm<<	О р о г е н н ы й	x	Г>>X<<K<<Cm<<	
					xx	Г>>M<Cл<K<X<<		xx	Г>>X<Cл<<(K<<B<<)	
			xx		Г>>X<K<<	xx		Г>>X<(M<<)		
D					xx	Г>>X>K<<(Cл<M<<B<<)		xx	Г>>X<(K<<Cл<<B<<)	
					xx	Г>>X>K<<M<<Cл<<B<<		xx	Г>>X>Cл<<(K<<)	
S									xx	Г>>X<K<<
O									xxx	Г>>X<K<<(П<<)
			xxxx x		Г>>X>K<<M<<Cm<<	x xx		Г>>X>(K<<)	xx	Г>>X>(K<<)
V		О р о г е н н ы й	xx		Г>>X>K<<M<<Cm<<	x x		Г>>X>(K<<)	xx	Г>>X>
R ₃			xx xxxx xxxx xxx		Г>>X>Xt>(K<<П<<)	x x xxx xxx		Г>>X>	xx	Г>>X>
R ₂	Геоингиальный	x xx xxxx xxxx xxx	Г>>X>Xt<<(K<<)	x	Г>>X>					
	Геоингиальный									

Примечание. Распространенность глинистых пород в разрезах: xxxx - более 50 % мощности; xxx - мощные пласты и пачки; xx - несколько пластов, пачки мощностью до нескольких десятков метров; x - редкие маломощные пласты. Минералы: Г - гидрослюда, X - хлориты, K - каолинит, M - монтмориллонит, Cm - смешанослойные, Cл - селадонит, B - вермикулит, П - пиррофиллит, Xt - хлоритоид. Распространенность минералов: >> - господствует, > - много, < - значительное количество, << - небольшая примесь; в скобках - спорадически встречающиеся минералы. I - режим развития; 2 - распространенность глинистых пород; 3 - минералы глинистой фракции.

рубеже позднего ордовика и раннего силура — в Тувинском прогибе и на южном фесе Западного Саяна. Подтверждением тому служит также присутствие каолинита и значительных количеств хлоритоида в морских геосинклинальных толщах рифея Енисейского кряжа, материал для образования которых поступал с Сибирской платформы. В то же время геосинклинальные аргиллиты нижнего кембрия и верхнего протерозоя Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, в образовании которых снос материала с платформенной суши играл явно небольшую роль, практически лишены каолинита. Небольшие его количества отмечены на некоторых участках вблизи размывавшейся островной суши с гумидной корой выветривания на территории Западного Саяна и Тувы. Процессы интенсивной глинизации пирокластике, имевшие место в первой половине девона и раннем карбоне, протекали только в бассейновых обстановках с повышенной или нормальной морской соленостью вод; в отложениях пресноводных озер они нигде не отмечены.

Существенное влияние на формирование вещественного состава глинистых пород оказали процессы вулканизма. Химически активная пирокластике, особенно пелловая, явилась субстратом для образования значительных масс монтмориллонитовых и более сложных по составу глин, в которых присутствуют аутигенные альбит, анальцим, селадонит, вермикулит, халцедон, кварц. В девоне и карбоне распространены туффитовые разности аргиллитов и глинистых алевролитов со своеобразными конкреционными стяжениями: альбитовыми и кварц-альбитовыми, анальцим-кальцитовыми, целестин-кремневыми, ломонитовыми, кварц-ломонитовыми и др. Только в вулканогенно-осадочных породных ассоциациях наблюдались пласты аргиллитов существенно хлоритового состава или обогащенные двуокисью титана. Повышенные углеродистость и сульфидоносность — характерные черты многих рифейских аргиллитов и сланцев, входящих в состав геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций; в Восточном Саяне имеют место также спорадическая обогащенность аргиллитов кремнеземом, их ассоциация с лидитами.

Есть все основания предполагать активное стимулирующее влияние процессов рифейского вулканизма на продуктивность фитопланктона при формировании геосинклинальных отложений (в том числе глинистых) на площади Енисейского кряжа: в эвгеосинклинальной зоне общий объем черных сланцев и среднее содержание в

них органического углерода (4,13 %) более высокие, чем в восточной миегеосинклинальной зоне ($C_{\text{орг}}$ 0,27 %). Аналогичные тенденции наблюдаются в уровнях сульфидоносности и концентраций P_2O_5 . В черных сланцах рифея из эвгеосинклинальной зоны Восточного Саяна среднее значение $C_{\text{орг}}$ составляет I,II %, причем им также свойственны повышенные содержания P_2O_5 (0,18 %). Различия в химическом составе пород мио- и эвгеосинклинальной зон Енисейского кряжа выявляются и при сравнении петрохимических модулей таких, как MgO/Al_2O_3 (соответственно 0,05 и 0,08), $(MnO+P_2O_5)/Al_2O_3$ (0,006 и 0,014), Na_2O/Al_2O_3 (0,037 и 0,048), Na_2O/K_2O (0,26 и 0,37), $(Fe_2O_3+FeO+MnO)/TiO_2$ (7,0 и 8,18) и др. В них достаточно отчетливо просматривается влияние поступления в бассейн как твердых продуктов вулканизма, так и растворенного материала с гидротермами.

Распространение различных минеральных ассоциаций глинистых пород по геологическому разрезу оказалось предопределенным в большой степени уровнем их постдиагенетических изменений. Повсеместно отчетливо выражена тенденция упрощения минерального состава при следовании сверху вниз по разрезу и переходе от платформенных к орогенным и геосинклинальным толщам (см. таблицу). Отложения карбона и девона, слагающие верхний этаж орогенных образований востока Алтае-Саянской области и претерпевшие начальный и частично глубокий эпигенез, отличаются наиболее пестрым составом глинистых пород. Он значительно упрощается в интервале разреза, включающем силур и ордовик (глубина погружения его подошвы около 8,5 км), за счет возрастания роли хлорита, резкого уменьшения роли каолинита и исчезновения монтмориллонита (благодаря их гидрослюдизации) и ряда других минералов. Отложения данного интервала подверглись глубокому эпигенезу, а в отдельных участках также метагенезу. В нижнем кембрии и верхнем докембрии, породы которых изменены в условиях глубокого метагенеза и начальной ступени фации зеленых сланцев, господствует ассоциация диоктаэдрической гидрослюды и хлорита.

На площади Енисейского кряжа в платформенных отложениях кембрия, испытавших глубокий эпигенез, наряду с гидрослюдами и хлоритом, нередко фиксируются каолинит, монтмориллонит, смешанослойные минералы /Склярова, 1977; Солодкова, 1972/. Их распространенность снижается в орогенной толще венда (пояс метагенеза)

и достигает минимума в геосинклинальном комплексе рифея, породы которого претерпели глубокий метагенез (восточная периферия) и метаморфизм в условиях начальной ступени фации зеленых сланцев (центральные и западные районы). Здесь значительное развитие получают хлорит, серицит, хлоритоид, местами появляется биотит.

Переходя к рассмотрению вопросов рудоносности аргиллитов и сланцев палеозоя и верхнего докембрия, подчеркнем важную особенность этих пород как естественных природных образований. Благодаря фациальным условиям накопления исходных осадков (пассивность гидродинамического режима, пониженные скорости седиментации, частое отложение на удаленных от побережья и относительно более глубоководных участках), они предрасположены к сонахождению с хемогенными и биохемогенными продуктами различной (в том числе гидротермально-осадочной) природы. Находясь на рубеже терригенных и аутигенных образований, будучи нередко аутигенными и обладая адсорбционными свойствами, они способны образовывать крупные мономинеральные агрегации, обладающие ценнейшими практическими свойствами. Отсюда частый парагенез руд, нерудного сырья и глинистых пород, разнообразие вариаций их взаимоотношений.

Часть глинистых пород является самостоятельным видом минерального сырья. Таковы монтмориллонитовые глины (бентониты) нижнего карбона Черногорского, Балахтинского, Подсиньского и некоторых других месторождений и рудопроявлений на площади Минусинского прогиба, Камалинского месторождения в Рыбинской впадине. Бентониты обладают хорошими сорбционными свойствами, пригодны для производства глинопорошков, использования в качестве формовочного сырья и др. Потенциальным источником ванадия могут явиться высокоуглеродистые сланцы верхнего рифея, выявленные на ряде участков в Енисейском крае. Мощность отдельных пачек измеряется десятками метров при содержании пятиоксида ванадия около 0,10-0,30 %, изредка до 0,43 % /Бровков и др., 1983/. Рифейский уровень развития углеродистых сланцев в Енисейском крае и Восточном Саяне перспективен на выявление залежей шунгитовых и шунгитистых пород, находящихся в настоящее время разнообразное практическое использование.

Аргиллиты и сланцы востока Алтае-Саянской области и Енисейского края часто являются рудоносными, вмещаая пласты стратифицированных железных, марганцевых, колчеданных руд, фосфоритов.

В среднем рифее северо-западной части Енисейского кряжа в толщах вулканогенно-карбонатно-сланцевого состава, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, известны залежи железистых кварцитов. На Исаковском месторождении Т.Я. Корневым и А.А. Стороженко (устное сообщение) выявлено около двадцати линз и пластов мелкопосчатых и тонкослоистых магнетитовых железистых кварцитов, залегающих среди кварц-хлорит-биотит-серицитовых сланцев, часть из которых представляет собой переработанные туфы. Железистые кварциты нередко содержат прослои обогащенных магнетитом сланцев.

Рудоносный горизонт Сыдинского месторождения магнетит-гематитовых кварцитов в Восточном Саяне залегает в толще кварц-серицит-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев нижнего кембрия (?); часть сланцев, по-видимому, и здесь, является продуктом переработки пирокластике. По данным И.А. Белицкого*, непосредственно в почве и в кровле рудоносного горизонта залегают пласты мощностью около 7-10 м гематитоносных кварц-серицит-хлоритовых сланцев с прослоями хлорит-серицитовых кварцитов. Они же слагают несколько пластов и внутри горизонта, образуют также мелкие прослои среди железистых кварцитов. В породах рудоносного горизонта часто фиксируются повышенные концентрации P_2O_5 (0,2-0,6 %, иногда до 4,5 %); содержания MnO обычно находятся на уровне кларковых, но в единичных прослоях кварцитов достигают 1,8-2,4 %.

Магнетитовые и гематит-магнетитовые руды Белокитатского месторождения (Восточный Саян) залегают в эффузиво-туфо-черносланцевой толще нижнего кембрия. На площади рудного поля сланце-подобные темно-серые и черные (иногда с лиловатым оттенком) аргиллиты слагают почву большинства рудных пластов и рудоносных пачек, входят в состав рудоносных породных ассоциаций, в ряде случаев образуют кровлю рудных тел. Рудоносные пачки представлены собственно рудными слоями (с магнетитом, вермикулитом, шамозитом, кварцем, сидеритом, гематитом), различно окрашенными силицитами, мелкообломочными туфами и туффитами, аргиллитами и иногда включают лавы основного состава. Аргиллиты хлорит-гидро-слюдистые, иногда существенно хлоритовые, содержат рассеянные кварц, магнетит. В них отмечаются реликты пирокластических структур, повышенные количества MnO (до 3,60 %) и P_2O_5 (до 0,21 %); породы практически некарбонатны.

* Белицкий И.А. Геология Сыдинского месторождения железистых кварцитов. Новосибирск, 1960. 179 с. (Фонды ИГиГ СО АН СССР, № 98).

Своеобразны роль и состав глинистых пород на верхнерифейских месторождениях Ангаро-Питского железорудного бассейна. Аргиллиты распространены в почве и кровле рудоносного горизонта и, что очень важно подчеркнуть, часто фациально замещают рудные конгломераты, являющиеся наиболее богатой разностью господствующих на месторождениях хлорит-гематитовых руд. Аргиллиты хлорит-гидрослюдистые, местами в них установлены каолинит, пирофиллит; на Нижне-Ангарском и Ишимбинском месторождениях - они хлоритоидные. Подрудные аргиллиты - зеленовато-серые, междурудные - коричневые и фиолетовые, непосредственно надрудные - темно-серые. Содержания в аргиллитах MnO и P_2O_5 на уровне кларковых; ими бедны и руды. В то же время аргиллиты часто обогащены железом: суммарное количество которого в них обычно более 5-6 %, достигая в подрудной толще 12-25 %. Содержания Al_2O_3 обычно повышенные (17,5-22,5 % и более); рудоносный горизонт является прибрежно-морским или дельтовым образованием /Юдин, 1968/.

В углеродистых сланцах верхнего рифея Енисейского края локализованы тела серных колчеданов, стратифицированные колчеданные свинцово-цинковые рудопоявления линейное месторождение стратиформных колчеданных свинцово-цинковых руд. Рудные тела линзовидной и пластообразной формы залегают обычно в некарбонатных углеродистых сланцах, которые непосредственно ниже сменяются карбонатными разностями этих же пород, а последние - известняками. Оруденение на Линейном месторождении имеет полигенетическую природу: на стадии седиментации образовались гидротермально-осадочные пириты с невысоким содержанием свинца и цинка, позднее произошло наложение собственно рудной минерализации, сопровождавшееся перекристаллизацией раннего пирита /Бровков и др., 1983/. Рудовмещающие углеродистые сланцы кварц-серицитовые и кварц-гидрослюдистые с примесью хлорита, высокоуглеродистые (среднее $C_{орг}$ 6,6 %) содержат большое количество рассеянного пирита, нередко также послонно обогащены последним. В карбонатных разностях сланцев наблюдаются повышенные количества MnO (0,25-0,32 до 4,05 %) и P_2O_5 (0,12-0,33 %).

На Енисейском крыже углеродистые сланцы верхнего рифея содержат также линзы карбонатных марганцевых руд. Наиболее интересная литологическая ситуация наблюдается на юго-восточном фланге площади Таежного марганцевого рудопоявления, где в огра-

ниченном интервале разреза присутствуют пласты и линзы колчеданных (пиритовых) и марганцевых руд. Основной пласт оолит-сферолитовых существенно родохрозитовых руд имеет мощность около 2,5 м, линзы колчеданов — до 1,9 м. Сланцы кварц-серицит-гидрослюдистые с примесью хлорита, насыщены пиритом, высокоуглеродистые (среднее содержание $C_{орг}$ превышает 5 %), преимущественно слабо и умеренно карбонатные, повышено марганцевистые (MnO 0,2–1,2 %, местами до 7,6 %).

В Кузнецком Алатау вендская тамалыкская фосфоритоносная кремнисто-вулканогенно-черносланцево-карбонатная формация, в которой на долю черных аргиллитов приходится 22 % мощности разреза, вмещает Тамалыкское месторождение кремнистых фосфоритов. Определяющей фосфоритоносной породной ассоциацией здесь является лидито-карбонатная, в ней аргиллиты встречаются непостоянно и в качестве второстепенного члена. Вместе с тем, на отдельных участках площади месторождения роль аргиллитов значительна (мощность пачек аргиллитов достигает 100–200 м), и они вмещают пласты фосфоритов. Аргиллиты гидрослюдистые и хлорит-гидрослюдистые, содержат рассеянный пирит (иногда более 10 % объема), пирротин, обогащены TiO_2 и V_2O_5 ; $C_{орг}$ 0,3–0,7 %. Аргиллиты, как правило, не обнаруживают обогащенности марганцем и фосфором /Бровков и др., 1970/. На одном из участков Сейбинского месторождения в Восточном Саяне фосфориты образуют маломощные прослои среди темно-серых лидитов, пласты которых чередуются со сланцами. Маломощные прослои и линзы фосфоритов в последнее время были обнаружены Н.И.Юдиным /1968/ на юго-востоке Енисейского кряжа в черных глинистых сланцах верхнего рифея.

Наконец, аргиллиты и сланцы нередко являются главной рудо-вмещающей средой для эпигенетических золоторудных объектов Енисейского кряжа. В оценке роли их углеродистости мнения различны. В формировании рудных концентраций золота признаются важными первоначальные повышенные, по сравнению с кларковыми, его содержания в сланцах. По-видимому, не менее существенной была роль структурно-тектонических факторов, предопределивших нахождение сланцевой толщи нижней половины сухопитской серии в зоне оптимальных режимов гидротермального рудообразования.

Из сказанного выше следует, что аргиллиты и сланцы рудоносных горизонтов, как правило, характеризуются усложненным сос-

тавом, предопределявшимися парагенетическими связями с рудами. Железистые кварциты и сходные с ними железные руды Белокитатского месторождения имеют гидротермально-осадочную природу. Вмещающим их глинистым породам свойственны повышенные содержания хлорита, MnO и P_2O_5 , магнетита и гематита, спорадически шамозита, вермикулита. Рудоносные аргиллиты Ангаро-Питского бассейна, руды которого связаны с фациями подводной дельты и морского мелководья, содержат заметную примесь хлоритоида, каолинита, пиррофиллита, свидетельствующую о размыве гумидных кор выветривания. Аргиллиты и руды бедны MnO и P_2O_5 . Углеродистые сланцы с колчеданными и марганцевыми рудами практически постоянно содержат повышенные количества MnO и P_2O_5 и интенсивную рассеянную пиритовую минерализацию. В черных аргиллитах участка Тамалыкского месторождения фосфоритов фиксируются высокие содержания TiO_2 и V_2O_5 . В монтмориллонитовых и сопровождающих их глинах более сложного состава (нижний карбон) отмечается примесь анальцима, цеолитов, селадонита.

К сожалению, многие существенные детали минералогии и геохимии глинистых пород рудоносных горизонтов остаются неизученными. Восполнение этого пробела — актуальная геологическая задача.

Литература

АВДЕЕВСКИЙ А.В., АКУЛЫШИНА Е.П., БЕРЕЗИЙ А.Е. и др. Литологическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа. — В кн.: Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Наука, 1975, с.36–81.

АКУЛЫШИНА Е.П., КАЗАНСКИЙ Ю.П., ПЕТРОВ В.Г. и др. Углеродистые отложения верхнего докембрия Енисейского кряжа, их литолого-геохимическая характеристика и условия формирования. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7, кн.2. Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981, с.11–16.

БРОВКОВ Г.Н., БУЧАРСКАЯ Г.С., ЗАБИЯКА И.Д., МОГИЛЕВ А.Е. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967. 222 с.

БРОВКОВ Г.Н., БАЛИЦКИЙ Д.К., БУЧАРСКАЯ Г.С., ЯРОШЕВИЧ В.М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1970. 143 с.

БРОВКОВ Г.Н., МИРОШНИКОВ А.Е., ОХАПКИН Н.А., ПРОХОРОВ В.Г. Стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение в черносланцевых толщах докембрия Енисейского кряжа. Красноярск, 1983. 275 с. (Деп. ВИНТИ № 4389-83).

СКЛЯРОВА Г.Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.

СОЛОДКОВА Н.А. Отложения верхней части верхнего рифея и венда Енисейского кряжа. Автореф. канд. дисс... М., 1972. 24 с.

ЮДИН Н.И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1968. 169 с.

А.В.Ван

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПЕПЕЛ В ГЛИНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ СИБИРИ

Вулканические пеплы, продукты их переотложения и постседиментационного преобразования являются довольно частым составляющим петрофонда осадочных формаций. В различных количественных соотношениях они встречаются в глинистых, карбонатных, терригенных и других породах.

Пепловый материал, особенно его витрокластическая часть, представляет собой один из самых неустойчивых компонентов в осадках. Он подвержен быстрым изменениям, преобразуясь в различные аутигенные минералы. Весьма распространенным процессом преобразования вулканического стекла является замещение его глинистыми минералами. Переход стекловатого материала в глинистый происходит в процессе диагенеза осадка, под воздействием гидротермальных растворов, при гальмиролизе на дне седиментационного бассейна и под влиянием процессов выветривания.

Глинистые породы, происхождение которых связано с продукта-

ми разложения вулканического пепла, выявлены в разрезах, охватывающих широкий возрастной диапазон от позднего докембрия до настоящего времени.

Наиболее известные и часто встречающиеся глинизированные пепловые породы — это бентониты, имеющие преимущественно монтмориллонитовый состав. Они установлены в отложениях самого различного возраста на всех континентах.

Анализ распространения бентонитовых месторождений мира в различных геологических эпохах показал, что из их числа 60 % относится к палеогену—неогену, 30 — к мелу и только 10 имеют палеозойский возраст и приурочены к платформенным областям /Шоболов, 1971/. В более древних отложениях, а также в геосинклинальных областях монтмориллонитизированные пепловые туфы преобразуются в гидрослюдитизированные разности. Пепловое происхождение бентонитовых глин обусловило их широкое площадное развитие, измеряемое иногда в сотнях тысяч квадратных километров.

В Кузнецком бассейне туфогенные глинистые породы установлены в яйской, красноозерской и подонинской свитах верхнего девона. В яйской свите треть описанного разреза приходится на аргиллитизированные туфы, представленные в основном гидрослюдистой массой. Последние большей частью утратили первичную витрокластическую структуру, но содержат включения крупных кристаллов плагиоклаза и обломков порфириров псефитовых и псаммитовых размерностей. С глинистыми минералами туфогенных аргиллитов постоянно ассоциируют кремнистые образования в виде прослоек и четковидных конкреций. Бентонитизированные пепловые туфы в Кузнецком бассейне известны в ишановской свите верхней перми. Эти глины несут явные признаки вулканического происхождения. Их пласты занимают площадь около 300 км² при максимальной мощности 14 м.

Как показали микроскопические и рентгенометрические исследования бентонитизированных туфов Кузнецкого бассейна, образовавшихся в условиях солоновато-водного бассейна, преобразование пеплового материала кислого состава происходило в несколько последовательных по времени этапов /Ван, 1966, 1968/. Начальная фаза изменения стекла проявляется в формировании тонких поверхностных пленок вокруг стекловатых фрагментов, состоящих из удлиненных чешуек монтмориллонита, которые ориентированы в одном направлении, слагая тонковолокнистые агрегаты. Постепенно гли-

нистые частицы проникают глубже в стекловатую массу. В центральной части обломков стекла большей частью образуются радиально-лучистые и сноповидные агрегаты монтмориллонита, и только в самом центре отмечаются низкополяризующие скопления мельчайших чешуек. С интенсификацией процессов замещения витрокластические туфы постепенно превращаются в туфогенные бентонитовые глины, которые еще сохраняют реликтовую пепловую структуру.

Следующий этап преобразования приводит к уплотнению бентонитовых глин и появлению смешанослойного минерала монтмориллонит-гидрослюдистого типа, которые сопровождаются выделением избыточного кремнезема в форме кристобалита. В дальнейшем смешанослойная структура глинистых минералов исчезает, замещаясь диоктаэдрической гидрослюдой с незначительной примесью хлорита. На этой стадии реликтовая пепловая структура полностью утрачивается. Освобожденный при этом кремнезем фиксируется в подстилающих песчаниках в виде поровых выделений мелкозернистого кварца. Глина превращается в аргиллит.

Процесс минеральных изменений витрокластических туфов сопровождается перестройкой микроструктуры породы в целом. Образуется система полигональных трещин, придающих породе комковатый или ооидный облик.

Туфогенные аргиллиты представляют собой плотные глинистые породы большей частью гидрослюдистого состава с примесью хлорита, не размокающие в воде, однородные по строению, тонкочешуйчатые, чешуйчато-волокнистые или криптокристаллические, иногда с неявно выраженной реликтовой пепловой структурой.

В туфогенных аргиллитах иногда встречаются глинисто-кремнистые конкреции с высоким содержанием фосфора (до 24 %), чем эти аргиллиты и отличаются от фоновых терригенных пород.

Подобные породы широко распространены в девонских отложениях Южно-Минусинской, Северо-Минусинской и Рыбинской впадин. В нижнекаменноугольных отложениях этих впадин наряду с туфогенными аргиллитами встречаются бентонитовые глины с хорошо выраженной пепловой структурой.

В Южно-Минусинской впадине известно Подсиньское месторождение бентонитовых глин, приуроченное к подсиньской свите нижнего карбона /Грайзер, 1967/. Эти глины образуют три пластообразные линзы мощностью от I до I7 м, реже 26 м. Преобладающим минералом

в них является монтмориллонит с примесью каолинита и гидрослюда. В Северо-Минусинской впадине бентонитовые глины выходят в районе п. Балахты. Пласты этих глин, по нашим данным, протягиваются в Назаровскую впадину. В Рыбинской впадине бентонитовые туфогенные глины выявлены в центральной (Балайская мульда) и северной частях, где они образуют в основании красногорьевской свиты нижнего карбона пласты мощностью до 25 м, которые залегают среди песчаников и туфов и связаны с последними постепенным переходом. На этом же уровне бентониты известны в Казачинской впадине.

Широко распространены каолинитизированные пепловые породы, которые под разными названиями известны по всему разрезу фанерозоя, но наибольшее их развитие наблюдается в угленосных отложениях, где они хорошо изучены и используются для корреляции удаленных друг от друга разрезов.

Каолинитизированные туфы или тонштейны, флинтклей Кузнецкого бассейна по своим микроструктурным особенностям объединяются в две разновидности — криптокристаллические и крупчатые. Микроскопическими исследованиями установлено, что образование первых типов происходило за счет разложения тонкого пеплового материала в среде, обогащенной органическими кислотами. Происхождение зернистых типов связывается с изменением пемзовых осадков, что доказывается находением их реликтовых фрагментов. Разложение этого материала приводит к исчезновению пор, которые заполняются новообразованной глинистой массой. Изучение распределения зернистых компонентов в слоях каолинолитов показало, что нередко в них наблюдается обратная градационная слоистость, т.е. более крупные зерна располагаются в верхней части слоя, а мелкие — в основании. Такое распределение обломков очень характерно для пемзовых отложений и обусловлено более быстрым погружением на дно осадочного бассейна их мелких обломков, так как более крупные намокают медленнее и дольше находятся во взвешенном состоянии.

Широко развиты процессы каолинитизации туфов в угленосной переясловской свите нижней юры Рыбинской впадины, где имеются пласты каолиновых глин с реликтовой пепловой структурой мощностью от нескольких до 10 и более метров.

Туфы кристалло-витрокластические, алевритовые, с осколками

стекла, замещенными каолинитом. Каолинит, развивающийся по стеклу, мелкокристаллический, а по биотиту образует крупные червеобразные порфириовидные агрегаты, которые выделяются на фоне мелкокристаллической массы.

Каолинитизированные туфы и туффиты описаны Г.Н.Бровковым и др. /1967/ в нижнетурнейских отложениях Минусинского прогиба. Они представлены аргиллито- и алевритоподобными породами фарфоровидного облика мощностью до 8 м. Базисная масса породы сложена мелкокриптокристаллическим веществом альбит-каолинитового состава с примесью алевритовых зерен пирокластического кварца и полевых шпатов, а также гидрослюда.

Туфогенные глинистые породы широко распространены в осадочном чехле Сибирской платформы.

В ордовикских отложениях на северо-западе платформы обнаружено 14 прослоев пепловых пород, среди которых отмечаются аргиллиты, образовавшиеся за счет преобразования туфов. Прослой туфогенного аргиллита мощностью 2 м встречен в переходном горизонте от устькутского к чульскому ярусу по рекам Подкаменной Тунгуске и Курейке. В отложениях кривоуццкого и мангазейского ярусов по р.Горбиячин обнаружены 1,5 и 3,5 м прослой туфов, замещенных глинистым веществом. На уровне кривоуццкого яруса по р.Подкаменной Тунгуске имеется семиметровый слой аргиллита, постепенно переходящего вверх по разрезу в кристалло-аповитрокластический туффит. Здесь же в долборском ярусе залегает прослой туфогенного аргиллита мощностью 0,8 м с очень четко выраженной реликтовой пепловой структурой.

В силурийских отложениях имеется 10 прослоев вулканогенных образований. В нижнем лландовери распространены так называемые граптолитовые сланцы. Ряд выявленных признаков показывает, что они своим происхождением обязаны пеплопадам. По составу это туфогенные аргиллиты и мергели с остатками граптолитов. Глинистая фракция их представлена в основном гидрослюдой с переменным количеством хлорита.

В разрезе по р.Кулюмбе среди граптолитовых сланцев встречен прослой глинизированного туфа с хорошо сохранившейся реликтовой пепловой структурой. По рекам Курейке, Кулюмбе и Джалтул, а также в Норильском районе туфогенные аргиллиты выявлены в девонских отложениях. Здесь они образуют пачки мощностью до 10 м и более и

по составу близки аргиллитизированным туфам ордовика и силура. Свообразные структурно-текстурные особенности и постоянное совместное нахождение этих аргиллитов с явно туфогенными породами позволяет считать их продуктами изменения вулканических пеплов.

В Норильском районе, в верхней части курейской свиты, отмечены тонкопереслаивающиеся (до 5 см) прослойки туфогенного аргиллита, туфоалевролита и сильно ожелезненного туффита. Основная глинистая масса этих пород имеет реликтовую пепловую структуру. Крупные псаммитовые фрагменты вулканического стекла замещены хлоритом. Подобные аргиллиты распространены по всей площади развития свиты в северо-западной части Сибирской платформы. По р. Джалтул в разведочинской свите туфогенные аргиллиты встречаются с прослоями гиалокластитов, характеризующимися многочисленными обломками хлоритизированного стекла специфической формы, и связанных с ними фтанитами глинисто-кремнистого состава.

Глинистые породы, образовавшиеся за счет разложения вулканического пепла, известны во многих странах мира. В ордовикских отложениях США насчитывается 31 прослой бентонитовых глин. Они распространены на площади в 500-700 тыс. км². Бентонитовые глины Пермской впадины Техаса и Нью-Мексико при средней мощности 0,6 м занимают площадь более 100 тыс. км². На территории северной части Больших равнин в меловых отложениях имеются многочисленные прослой глинизированных туфов, занимающих площадь около 65 тыс. км². Каолинитизированные туфы под названием тонштейна известны в угленосных отложениях многих стран разных континентов. Они широко используются для целей корреляции.

Из приведенных сведений видно, что туфогенные глинистые породы являются широко распространенными образованиями и представляют важную составляющую глинистых формаций и часто образуют скопления полезных ископаемых.

Литература

БРОВКОВ Н.Г., МОГИЛЕВ А.Е., БУЧАРСКАЯ Г.С. и др. Петрографическая характеристика пород. - В кн.: Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967, с.12-51.

ВАН А.В. Региональный эпигенез и метагенез средне- и верхнепалеозойских отложений Кузнецкого бассейна. - Геол. и геофиз., 1966, № 10, с.126-130.

ВАН А.В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. - Сов. геол., 1968, № 4, с.129-138.

ГРАЙЗЕР М.И. Нижнекаменноугольные отложения Саяно-Алтайской складчатой области. М.: Наука, 1967. 148 с.

ШОБОЛОВ С.П. Размещение месторождений бентонитовых (монтмориллонитовых) глин мира. - В кн.: Труды V Пленума Всесоюзного комиссии по исследованию и использованию глин. Ашхабад: Туркменистан, 1971, с.143-149.

УДК 552.52+553.2

РОЛЬ ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ. Казанский Ю.П. — В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 5-11.

Сделан обзор состояния вопроса о стадийности образования глинистых минералов и связанных с ними полезных ископаемых. Выделены два типа: авто- и аллохтонный. Показаны различия связей рудных компонентов с разными типами глинистого вещества. Рассмотрены вопросы дальнейших исследований по данной проблеме.

Табл. 3, библи. 5 назв.

УДК 549.623:551.311.231:551.585

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (в связи с проблемой бокситоносности). Родин Р.С. — В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 12-17.

Латеритные коры выветривания, сформировавшиеся в разных частях Сибирской платформы, имеют разный состав глинистых минералов в зоне гидролиза. Отличаются по составу глинистых минералов и коры выветривания, сформировавшиеся в разные эпохи. Эти явления объясняются изменением климатических показателей (влажность, температура).

Табл. 1, библи. 7 назв.

ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ. Сердюк З.Я., Ковалев А.Н., Храпов В.С., Бгатов В.И., Иванов В.М., Петрова В.П. — В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск:Изд.ИГиГ СО АН СССР,1986, с.18-35.

Рассмотрены результаты комплексного изучения минералогического состава высокодисперсных фракций почвообразующих пород и почв Новосибирского Приобья. Установлены закономерности и направленность гипергенного преобразования гидрослюда в монтмориллонит через смешанослойные образования гидрослюда — монтмориллонитового типа как по разрезу, так и по площади. Это явление увязано с природными зонами, подзонами, типами почв и реакцией среды. Наиболее интенсивная дегградация гидрослюда (отчасти хлорита) в смешанослойные образования гидрослюда — монтмориллонитового типа и чистый монтмориллонит происходит на площадях развития черноземов выщелоченных и оподзоленных, а также лесных серых почв, в условиях слабокислой, нейтральной и слабощелочной реакции среды (Черепановский, частично Сузунский, Маслянинский и Тогучинский районы).

Библ. 22 назв.

БЕНТОНИТОВЫЕ ФОРМОВОЧНЫЕ ГЛИНЫ НЕОГЕНА ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ. Файков А.А., Баженов В.С. — В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск:Изд.ИГиГ СО АН СССР,1986, с.35-50.

Рассмотрены геологическое строение и вещественный состав бентонитосных пород павлодарской свиты. Показано, что бентонитовые глины приурочены к верхней части разреза павлодарских образований. Приводятся данные об источниках монтмориллонита и на их основе делается вывод о монтмориллонитовом (бентонитовом) составе глин павлодарской свиты. Освещаются условия формирования бентонитов Омского Прииртышья и впервые приводится детальная ха-

рактеристика их вещественного состава. На примере Любинского месторождения рассматриваются особенности минералогического состава, дается характеристика основных породообразующих минералов.

Доказывается пригодность бентонитов Любинского месторождения как формовочного сырья для металлургической промышленности, рассматриваются перспективы их использования в качестве адсорбционного сырья, глинопорошков для бурения, связующих добавок в железорудных окатышах, керамзитового сырья, кормодобавок и добавок в почвы. Дается перспективная оценка Омского Прииртышья на бентонитовое сырье.

Ил.2, табл.2, библи. 3 назв.

УДК 552.52(571.56)+551.75:552.52

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-ГЛИНИСТЫХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р.ВИЛЮЙ (Восточный борт Тунгусской синеклизы). Тараненко В.И., Акульшина Е.П., Яныгин Ю.Т., Затхей Р.А., Фомин А.М., Аксенова Т.П., Писарева Г.М. - В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с.51-61.

При комплексном изучении каменноугольных и пермских отложений восточного борта Тунгусской синеклизы определен минеральный и химический состав пород и глинистого вещества. В результате литолого-фациального анализа выделены континентальные, переходные от континентальных к прибрежно-морским и морские мелководные отложения, а также выявлены главные палеоландшафтные элементы, существовавшие в позднем палеозое: размываемая суша в центральной и восточной частях рассматриваемой территории; морской мелководный бассейн, ингрессирующий с запада на восток; прибрежно-морская и прибрежно-континентальная равнины, расположенные между сушей и морем. По геохимическим параметрам глинистого вещества установлено цикличное развитие процессов осадконакопления.

Ил.3, библи. 1 назв.

УДК 553.4:552.578.3 (571.5)

ДОМАНИКИТЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – КОМПЛЕКСНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ. Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И. – В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 62–78.

Рассмотрены возможные виды полезных ископаемых (запасы углеводородов, фосфориты, руды металлов, горючие сланцы), связанных с доманикитными горючесланцевыми формациями рифея, кембрия и нижнего силура Сибирской платформы. Для некоторых из них показаны зоны их возможного распространения.

Ил. 3, табл. 4, библиограф. 18 назв.

УДК 550.42 (571.51)

ЛИТОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА. Сараев С.В. – В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 78–95.

Установлены генетические типы отложений рифея Енисейского края. Дана химическая характеристика глинистых пород. Выявлена петрохимическая латеральная и вертикальная зональность глинистых отложений. Приведены особенности петрохимии отложений, вмещающих месторождения и рудопроявления.

Ил. 2, табл. 4, библиограф. 14 назв.

УДК 550.42 (571.51)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. Петров В.Г. – В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 95–104.

Докембрийские отложения западного складчатого обрамления Сибирской платформы представляют собой единый комплекс общей мощностью 15–18 км, образованный в процессе непрерывного развития

от коры океанического типа к протоплатформенной и, наконец, к континентальной стадии. Петрохимические особенности пород комплекса отражают не только ступени исторического развития региона, но и палеофациальные условия накопления конкретных толщ. Главнейшие уровни повышений кларковой золотоносности глинистых пород совпадают с уровнями максимального накопления аркозов, железо-алюминий-марганцевой триады и появлением фаций сероводородного заражения.

Ил. I, табл. I, библи. 3 назв.

УДК 553.6I:553.2(57I.5I)

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И РУДОНОСНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ПАЛЕОЗОЯ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ. Бровков Г.Н., Ярошевич В.М. - В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 104-115.

Рассматривается минеральный состав глинистых пород геосинклинальных, орогенных и платформенных отложений верхнего протерозоя и палеозоя Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Минусинского и Тувинского прогибов. Отмечаются связь аргиллитов и рудных концентраций железа, марганца, свинца, цинка и других, своеобразие состава глинистых пород рудоносных горизонтов.

Табл. I, библи. 8 назв.

УДК 552.3I3

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПЕПЕЛ В ГЛИНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ СИБИРИ. Ван А.В. - В кн.: Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 115-124.

Рассматривается влияние вулканических пеплов на формирование осадочных формаций. На конкретных примерах показаны наиболее распространенные процессы преобразования пеплового материала в глинистое вещество. Описаны последовательное замещение вулкани-

ческого стекла монтмориллонитом и гидрослюдай, а также его као-
линитизация. Доказывается туфогенное происхождение так называе-
мых крупчатых тонштейнов. Дана количественная оценка этих явле-
ний. Установлена существенная роль продуктов постседиментацион-
ных изменений вулканического стекла в составе некоторых глинист-
ых формаций.

Библ. 4 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

П р е д и с л о в и е	3
Казанский Ю.П. Роль осадочных процессов при формировании полезных ископаемых в глинистых отложениях ..	5
Родин Р.С. Влияние климата на состав глинистых минералов коры выветривания (в связи с проблемой бокситоносности)	12
Сердюк З.Я., Ковалев А.Н., Храпов В.С., Бгатов В.И., Иванов В.М., Петрова В.П. Особенности гипергенного преобразования глинистых минералов в почвообразующих породах и почвах Новосибирского Приобья	18
Файков А.А., Баженов В.С. Бентонитовые формовочные глины неогена Омского Прииртышья	35
Тараненко В.И., Акульшина Е.П., Яныгин Ю.Т., Затхей Р.А., Фомин А.М., Аксенова Т.П., Писарева Г.М. Условия формирования терригенно-глинистых верхнепалеозойских отложений бассейна среднего течения р.Вилуй (восточный борт Тунгусской синеклизы)	51
Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И. Доманикиты Сибирской платформы — комплексное минеральное сырье	62
Сараев С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа	78
Петров В.Г. Золотоносность глинистых пород докембрия западного обрамления Сибирской платформы	95
Бровков Г.Н., Ярошевич В.М. Особенности состава и рудоносность глинистых пород верхнего протерозоя и палеозоя Саяно-Енисейской складчатой области	104
Ван А.В. Вулканический пепел в глинистых формациях Сибири	115
Р е ф е р а т ы	122

План выпуска изданий СО АН СССР на 1986 г.
(сборники), поз. 73

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ СИБИРИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор

Юрий Петрович Казанский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 26.03.86. МН 12057.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 8,0. Уч.-изд.л. 7,4.
Тираж 300 Заказ 163. Цена 55 коп.

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