

ЛИТОЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ
И ДОКЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СИБИРИ

НОВОСИБИРСК—1975

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЛИТОЛОГО-
-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ
И ДОКЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1975



5461

Ответственные редакторы:
кандидаты геол.-мин. наук: Е.П. Акульшина, А.В. Ивановская

Печатается по решению
секции стратиграфии, тектоники,
литологии и осадочных полезных
ископаемых Ученого Совета
ИГиГ СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики
СО АН СССР,
1975 г.

Посвящается

доктору геолого-минералогических наук
профессору ЮРИЮ ПЕТРОВИЧУ КАЗАНСКОМУ
в связи с 50-летием со дня рождения и
25-летием научной и педагогической
деятельности.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике публикуются статьи, являющиеся результатом литологических, петрографических и геохимических исследований докембрийских и палеозойских отложений Сибири.

Авторами рассматривается широкий круг вопросов, связанных с выявлением условий осадконакопления, поисками полезных ископаемых, а также методами литолого-геохимических исследований.

Первые две статьи посвящены методическим разработкам. Ю.П. Казанским приводятся обширные литературные материалы и ставится вопрос выявления критериев для расшифровки древних континентальных обстановок. В статье Г.Н. Пероззио и Г.В. Белобородовой приводятся материалы о природной термолуминисценции известняков и доломитов разного генезиса. Авторы рассматривают влияние различных вторичных процессов и в том числе геостатического давления на термолуминисценцию, а затем на примере карбонатных пород верхнего протерозоя и кембрия Туруханского района и Западного Прибайкалья делаются выводы о степени их преобразования.

В двух коллективных статьях А.В. Авдеевского, Е.П. Акульшиной, А.Е. Березия, А.И. Ивановский, А.В. Кириченко, В.А. Лисина, Г.М. Писаревой, Л.М. Савановича, С.В. Советова, А.И. Ушаковой, Б.В. Шибистова, К.Ш. Яркая сообщаются результаты исследования докембрийских пород Енисейского края. В первой из них по геохимическим данным делаются выводы об условиях осадконакопления и постседиментационном режиме. Во второй - помимо геохимических исследований проведено детальное петрографическое изучение кварцевых песчаников, которые позволили восстановить палеогеографические обстановки, расположение и состав источников сноса, а также эпохи интенсивного выветривания на юго-западе Сибирской платформы. Новые данные по литологии и петрографии верхнепротерозойских песчаников приведены Л.Н. Илюхиным.

На основании литологического изучения доломитовых толщ нижнего и среднего кембрия Туруханского района Л.И. Килина и Н.В. Мельников предполагают их образование в морском бассейне с повышенной соленостью вод.

В статье В.А. Дымкина рассмотрены морфологические типы кремнистых образований в толщах верхнего рифея и венда бассейна р. Котуй.

В двух статьях коллектива авторов - Е.П. Акульшиной, А.А. Гонцова, В.И. Москвина, В.Г. Петрова, Г.М. Писаревой приводятся новые данные об органическом и глинистом веществе в рифейских и силурийских сланцах. По составу органического и глинистого вещества выявляются условия образования сланцевых толщ и их постседиментационные преобразования.

На основании анализа органического вещества ордовикско-силурийских отложений в своей статье Л.Г. Маркова приходит к выводу, что в регрессивные этапы осадконакопления органическое вещество накапливается преимущественно в детритной форме, в трансгрессивные - в растворах.

Отложения девона и нижнего карбона северо-запада Сибирской платформы рассматриваются в трех статьях. П.Н. Соколов, Р.Г. Матухин сообщают о стронциенности верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Т.А. Дивина, Р.Г. Матухин - о наличии калийных солей в зонах конседиментационных впадин в среднем девоне.

В статье Р.Г. Матухина и В.Вл. Меннера показана возможность применения результатов литологического изучения среднего палеозоя северо-запада Сибирской платформы при корреляции разрезов, а также при разработке стратиграфических схем.

Распределение стронция и бария в рифейских отложениях Енисейского края прослежено А.И. Ушаковой и А.М. Пустыльниковым. Авторы приходят к выводу, что содержание данных элементов в карбонатных породах зависит от поступления их с континента и не обусловлено соленостью вод бассейна седиментации.

С.В. Сараевым проанализированы геологические, петрохимические и геохимические признаки вмещающих пород архейских железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья, на основании чего предполагается вулканогенно-осадочное происхождение дометаморфических аналогов основных кристаллических сланцев.

При изучении характера распределения золота в докембрийских отложениях Енисейского края В.Г. Петровым выявлено, что оно имеет осадочное происхождение и характеризуется двумя типами концентраций: кластогенные россыпи и хемогенно-сорбционные.

В статье В.К. Маслова дается фациально-палеогеографическая характеристика байкальской серии Западного Прибайкалья и делается вывод о возможности нахождения промышленных месторождений глиноземного сырья в голоустенской, улунтуйской и низах качергатской свит.

Е.П. Акульшина, А.В. Ивановская

АВТОХТОННЫЕ КОМПОНЕНТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДКОВ
КАК КРИТЕРИИ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
/НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕЗОЙСКИХ И ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ/

Осадочный материал континентального генезиса может быть подразделен на две группы: автохтонную и аллохтонную. К первой относятся те компоненты, которые возникли в каких-либо конкретных ландшафтно-климатических условиях. Заметные скопления этого материала будут, естественно, наблюдаться на месте его образования или на незначительных расстояниях от зоны формирования. Примерами автохтонных образований являются почвы, осадки мелких водотоков, озер, болот и т.д., а в ископаемом состоянии они представлены палеопочвами, бокситами, железными рудами, кварцевым олигомиктовым песчаным породами и др.

Аллохтонные образования в отличие от автохтонных являются по отношению к конкретной ландшафтно-климатической области чуждыми, транзитными. Они могут быть осадки крупных речных систем, пересекающих несколько климатических зон, осадки крупных внутриконтинентальных озер, питаемых крупными реками, образования, связанные с деятельностью временных потоков, ледника, ветра и т.д.

Примеры автохтонных образований

В современных континентальных условиях по составу почв и аккумулятивных автохтонных продуктов /седиментационных и диагенетических образований/ выделяются шесть ландшафтно-климатических зон: 1) тундр и лесотундр, 2) лесов умеренного и холодного климата, 3) степей и саванн, 4) пустынь и полупустынь, 5) тропиков и субтропиков с сухими периодами и 6) влажных тропиков /дождевых лесов/. Дальнейшее уточнение состава автохтонных образований, вероятно, дает возможность дифференцированность эти обстановки более подробно.

По данным Б.П. Градусова (8), В.В. Добровольского (9), Ф. Дюшофура (10), В.А. Ковды (14), А.В. Македонова (17), Е.В. Шанцера (28) и других распределение автохтонного материала в современных ландшафтно-климатических обстановках представляется в следующем виде.

В зоне тундр и лесотундр буроземные, подзолистые и луговые почвы представлены гидрослюдами, хлоритами, вермикулитами, монтмориллонитами и смешанно-слоистыми образованиями. В озерах и болотах формируются торфяники с конкрециями гидроокислов железа и вивианита.

Почвы зоны лесов содержат гидрослюды, монтмориллонит, смешанно-слоистые гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы, реже каолинит и хлорит. Более разнообразен состав аккумулятивных продуктов: низинные осоко-тростниковые, верховые сфагновые торфяники, озерные железные и марганцевые руды, пресноводные известняки и мергели, конкреции известково-гумусо-марганцево-железистого, реже сидеритового, родохрозитового, вивианитового, гипсового, сульфидного составов.

Степи и саванны представлены черноземами, каштановыми, луговыми карбонатными, содово-сульфатными почвами и солонцами. Они содержат преимущественно смешанно-слоистые гидрослюдисто-монтмориллонитовые минералы. Среди аккумулятивных продуктов известны торфяники, карбонатные, содовые, соляные осадки, известковистые, иногда кремнистые, ожелезненные, доломитовые, гипсовые, бурожелезняковые и псиломелановые стяжения.

В зоне пустынь и полупустынь процессы почвообразования развиты слабо. В ней выделяются маломощные сероземы на карбонатных породах, красные карбонатные, сероземо-такыровые, гипсовые, известковисто-кремнисто-железистые, соленосные почвы, солончаки. Различаются две ассоциации почвенных глинистых минералов: 1) северо-африканско-австралийская - паллгорскит с каолинитом и 2) центрально-китайско-южноафриканская - триоктаэдрический хлорит и гидрослюда. В бассейнах аккумуляции в этой зоне формируются соляные глинистые, карбонатные осадки, часто ассоциирующиеся с продуктами выноса мелкими временными потоками. Стяжения и конкреции здесь разнообразные: известковистые, доломитовые, кремнистые, гипсовые, содовые, галитовые, мирабилитовые, тенардитовые, эпсомитовые, иногда гидротроилитовые.

Тропики и субтропики с переменной влажностью характеризуются большим разнообразием почвенных типов: аллитовые, ферриаллитовые, черные монтмориллонитовые, остаточные содовые, луговые глеевые, болотные. В озерах и небольших водотоках формируются железистые бокситы, известковистые и содовые осадки, торфяники. Кроме железисто-марганцевых стяжений в них встречаются вивианитовые и сидеритовые.

В дождевых тропических лесах распространены красноземы, желтоземы, аллитовые и лугово-болотные почвы, содержащие несовершенные каолиниты, диоктаэдрические хлориты, окислы железа, марганца и алюминия. Среди продуктов аккумуляции распространены кварцевые пески, каолинитовые глины, бокситы, марганцево-железистые осадки и торфяники.

В ископаемых осадках древними аналогами автохтонных образований являются: палеопочвы, аллиты и бокситы, железные и марганцевые руды, олигомиктовые осадки, красноцветный пигмент терригенных пород, углистое вещество, карбонатные, содовые, сульфатные и соляные осадки.

Ископаемые почвы широко известны в кайнозойских и мезозойских отложениях, где в них достаточно хорошо сохраняются глинистое, органическое вещество, конкреции и другие автохтонные продукты. В осадках верхнего палеозоя почвы описаны среди угленосных и красноцветных формаций. Почвы в угленосных толщах своеобразны. Они представлены гидрослюдисто-хлоритовыми типами умеренно-влажно-жарких и засушливо-жарких зон лесов и лесостепей, причем в них часты следы гидроморфизма (26). А.И. Перельман и Е.Н. Борисенко (20) исследовали верхнепалеозойские ископаемые почвы, которые формировались в условиях, отсутствующих в настоящее время - во влажных условиях водоразделов, лишенных растительности. Такой вариант был возможен благодаря тому, что в то время наземная растительность заселяла только приморские низменные равнины. Эти обстановки еще шире распространены в карбоне и девоне. Для додевонского времени, в условиях отсутствия наземной растительности почвы такого типа были распространены на всех площадях с влажным климатом.

Для засушливых зон, а также для областей выхода на дневную поверх-

ность карбонатных пород характерны образования типа каличе. В последнее время их находки известны в ятулии Центральной Карелии (24) и на органических постройках рифей западной окраины Сибирской платформы (12). Местами с ними связано ожелезнение, а иногда в каличе сохраняются остатки взрослых.

Аллитовые и бокситовые осадки, представленные карстовыми, аллювиальными и озерными образованиями, известны в карбоне Миссури, Пенсильвании, Арканзасе (6), на юго-востоке Франции, в Тихвинском и Северо-Онежском районах. Континентальные бокситы в докембрии изучены еще очень слабо. Не исключено, что в обстановке кислого выветривания подвижность глинозема в корах выветривания докембрийского возраста была выше, чем в палеозойских, в результате чего большая часть осадочных аллитов и бокситов формировалась в прибрежно-морских условиях.

Железные и марганцевые руды палеозоя и докембрия известны в ассоциации с континентальными, дельтовыми и прибрежно-морскими олигомиктовыми, часто красноцветными осадками (1). В особый тип выделяются марганцевые руды, парагенетически связанные с вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами (23). Условия образования железных и марганцевых руд тесно связаны с формированием кор выветривания и выносом этих компонентов поверхностными водами в бассейны конечной седиментации влажных, теплых или умеренных зон.

Красноцветные осадки являются гетерогенными образованиями как по составу пороодообразующих минералов, так и по автохтонному материалу. Гематит и гидроокислы железа обычно составляют несколько процентов красноцветных пород. В континентальных толщах появление соединений железа связывается с его выносом в виде обломков, коллоидов или растворов из почв или кор выветривания, причем климатический диапазон определяется в широких пределах: от влажного тропического до пустынного.

Олигомиктовые терригенные осадки являются ископаемыми аналогами кварцевых песков и каолиновых глин, образующихся в настоящее время в аллювии некоторых, сравнительно небольших рек тропической зоны, размывающих продукты каолинового и аллитного выветривания.

Ископаемые олигомиктовые осадки, известные в очень широком возрастном интервале /от неогена до архея/, представлены олигомиктовыми кварцевыми песками и песчаниками с гидрослюдисто-каолиновым цементом, в древних толщах замещенным регенерационным кварцем и слюдами. Глинистые породы каолинито-гидрослюдистого состава образуют прослои и линзы в песчаных толщах. Кроме того, в них встречаются горизонты окремнения и ископаемые почвы.

Широкое распространение олигомиктовые осадки описываемого типа получили в верхнем палеозое, особенно в карбоне. Они известны на Русской платформе, в Шотландии и Северной Америке. Менее многочисленны примеры для нижнего палеозоя. Они отмечаются в Центральной Сахаре (18), в Иркутском амфитеатре (11).

Горизонты, занимающие переходное положение между кембрием и докембрием, также содержат кварцевые, полевошпато-кварцевые, аркозовые песчаниками с каолинитом. В отложениях верхнего протерозоя олигомиктовые терригенные осадки известны практически на всех континентах. Они образуют мощные, нередко до 1000 м толщи. В Европе эти породы известны в Шотландии,

Скандинавии, Карелии (21). На Урале они участвуют в строении терригенных свит рифея. В Восточной Сибири отложения этого типа являются членами основания рифейских осадочных ритмов на Сибирской платформе и её складчатого обрамления (12), а в Китае известны в разрезах нижнего синия (27).

На Африканском континенте можно отметить разрезы нижней части серии Роан, представленные кварцитами и аркозами, с конгломератами в основании, свита Шар /Мавритания/. На Канадском щите они слагают нижние слои серии Кивино. В Скалистых горах к этому типу относятся кварцитовидные песчаники Найкарт. В Австралии эти отложения известны в верхних частях комплекса Карпентария и в основании подсерии Аделаида (21).

Более низкие горизонты протерозоя, содержащие одигомиктовые терригенные отложения, распространены в основании ятулия Карелии. В подсерии Гурон к ним относится формация Лоррейн (30)..

Наиболее древние породы, метаморфические аналоги осадков рассматриваемого типа, известны в архее Алданского щита (16). Они представлены кварцитами, в которых сохранились следы косої слоистости, регенерационного цемента и т.д.

Континентальные отложения, содержащие пластовые скопления углистого вещества, известны начиная с карбона. Автохтонными элементами в них являются: углистое вещество, палеопочвы и конкреции.

Рассматривая проблему изменения ландшафтно-климатических условий угленакопления, следует отметить следующее. Угленосные осадки являются разнофациальными и поликлиматическими образованиями. Как следует из анализа материалов по угленосным отложениям разного возраста, намечается определенная общая тенденция в изменении ландшафтно-климатических обстановок угленакопления в истории Земли. Первый максимум в накоплении мощных залежей углей связан с начальными стадиями расселения растительности на суше. Следовательно, основные области накопления растительного материала в эту эпоху тяготеют к участкам, прилегающим к морским бассейнам. Этим можно объяснить "паралитический" характер многих разрезов карбоновых бассейнов разных тектонических типов (15). В пермское, а особенно в мезозойское время, когда растительность заселила практически всю сушу, области максимального угленакопления переместились в районы предгорных и межгорных впадин, где значительная дифференциация тектонических бассейнов явилась одним из факторов формирования мощных угольных пластов.

Анализ конкретных условий формирования угленосных отложений для каждой из выделенных эпох показывает существенную разницу ландшафтных обстановок и климатов. В позднем палеозое предполагается существование рек с очень небольшими превышениями между истоками и устьями, обширными мелколучавчатыми дельтами, подверженными частым обводнениям и осушениям (2).

Угленосные осадки палеозоя являются продуктами влажных, тропических зон. Изучение состава глинистых минералов обломочного и аутигенного происхождения позволяет в ряде случаев уточнить характер ландшафтно-климатических обстановок. Для угленосных отложений США, например, показано, что эти обстановки были различны на водоразделе и равнинах (18). Водоразделы отличались более сухим климатом. Здесь формировались красноцветные почвы и коры выветривания, поставлявшие материал во впадины. Области угленакопления отличались повышенной увлажненностью, широким развитием лесов и повышенными скоростями седиментации. Равнины открывались в сторону моря, в прибрежные части которого также попадал материал красноцветного типа.

Карбонатные породы континентального происхождения представлены в палеозое и докембрии известняками двух типов: "пресноводными" и "солонатоводными". Первый тип известен в верхнепалеозойских угленосных отложениях, где он представлен глинистыми известняками, залегающими линзами небольшой мощности /до 10 м/. Известняки этого типа известны в карбонатных и пермских отложениях Пенсильвании, Кузбасса и других угленосных бассейнов.

Известняки "солонатоводных" бассейнов часто являются осадками водоемов, отшнуровавшихся от моря. Примером древних карбонатных пород этого типа могут служить мелкозернистые известняки малгинской свиты среднекайнозойского возраста /юго-восточная Якутия/ (12).

Содово-сульфатно-соляные осадки континентального происхождения встречаются в докембрийских толщах редко. Можно отметить скопления анальцима, псевдоморфозы кальцита по гейлосситу, доломита по нортупиту в верхней перми Западного Притиманья, давсонита в карбонатной коре выветривания Белоруссии, в верхнепалеозойских угленосных отложениях Кузбасса (3). Однако, часть этих образований имеет несомненное постседиментационное происхождение.

Автохтонные образования являются источниками обширной информации различных аспектов обстановок и условий осадкообразования в континентальных областях. К ним относятся: 1) источники осадочного материала и 2) ландшафтно-климатические обстановки в областях переноса и седиментации.

Источники автохтонного материала

В геологической истории Земли существовали в основном два источника осадочного материала: продукты выветривания горных пород и продукты вулканизма. При формировании автохтонных образований в континентальных областях наиболее полно проявился один из них - выветривание.

Продукты выветривания в континентальных толщах представлены в основном терригенно-олигомиктовым материалом, аллитами, красноцветами, железными, марганцевыми рудами и кремнистыми породами. Вопрос о связи кварцевых и олигомиктовых терригенных осадков, каолинистых, каолинисто-гидрослюдистых, галлуазитовых глинистых пород континентального происхождения с продуктами выветривания решается путем сопоставления состава породообразующих и аксессуарных минералов в почвах и корах выветривания с таковыми в осадочных толщах. Как правило, минералогические ассоциации в терригенных олигомиктовых толщах отвечают верхним, каолинистым и каолинисто-гидрослюдистым горизонтам кор выветривания. Количественные различия в соответствующих горизонтах кор выветривания и осадочных толщах объясняется дифференциацией минералов по размерам и удельному весу в области седиментации. Так, осадки фаций с более динамическими обстановками /русла рек, прибрежные зоны озер/ слагаются терригенным материалом, обогащенным устойчивыми к выветриванию минералами /кварц, циркон, рутил и др./, тогда как обломки пелитовой размерности оседают в участках бассейнов с более спокойной динамикой вод /пойма, центральные зоны озерных водоемов и т.д./.

Глинистое вещество продуктов выветривания имеет различный состав, отражающий глубину переработки исходного материала. Его изменение идет при

транспортировке и осаждении. Наблюдения в ископаемых олигомиктовых осадках показали, что даже самые стойкие к воздействиям внешней среды глинистые минералы, как каолинит, испытывают значительные изменения (13). Степень совершенства решетки каолинита тем ниже, чем дальше от области размыва переносится частица.

Гидрослюда в профиле выветривания теряет катионы и переходит в деградированную разность. Количество остаточных щелочей тесно связано со степенью расчлененности рельефа. При транспортировке деградированного глинистого вещества возможны дополнительные изменения в составе гидрослюды под влиянием поверхностных вод, содержащих химически активные соединения как неорганического, так и органического происхождения.

Автохтонный материал хемогенного и органогенного происхождения, указывающий на интенсивный вынос компонентов из кор выветривания, представлен окислами и гидроокислами алюминия, железа и кремния. Наиболее тесную парагенетическую связь с продуктами выветривания имеют соединения алюминия. Значительные количества глинозема концентрируются в самой коре выветривания. Другая его часть мигрирует в виде обломков и, возможно, растворов на расстояние не более нескольких километров.

Если перенос соединений алюминия в форме обломков и суспензий не вызывает каких-либо сомнений, то в вопросе о химических формах транспортировки алюминия еще много неясного. В имеющейся литературе, посвященной геохимии алюминия в корях выветривания, имеются указания о возможных вариантах условий совместного существования кремния и алюминия в растворе (5). При всей неполноте и условности эти представления, по-видимому, могут служить принципиальной моделью, показывающей разную подвижность алюминия и кремния в различные геологические эпохи. В частности, низкие значения pH предполагаются в додевонское время, когда атмосфера была богаче углекислым газом. В этих условиях возможности для миграции алюминия в форме растворов, в связи с более низкими значениями pH в приповерхностной зоне были больше, что способствовало образованию более широкого ореола рассеивания продуктов выветривания, обогащенного этим элементом.

Соединения железа, являющиеся продуктами выветривания, подразделяются по характеру распределения во вмещающих породах на две группы: собственно железистые осадки /преимущественно железные руды/ и отложения различного состава, пигментированные железистыми соединениями /красноцветные образования/. Железные руды в большинстве случаев на континенте являются перетолженными продуктами кор выветривания, не испытавшими весьма значительного перемещения. Красноцветные серии, главным образом терригенного состава содержат незначительное количество железа в породе, но они могут быть распространены на громадных территориях. Вероятно, это объясняется тем, что железо в этих случаях транспортируется преимущественно в наименее растворимых формах /окислы, гидроокислы/ и его распределение диктуется законами механической дифференциации, так же как и вмещающего терригенного материала.

Кремний отличается наибольшей подвижностью, как в профиле выветривания, так и в зонах седиментации. Его скопления среди перетолженных элювиальных продуктов редки и обычно связаны с погребенными почвами или являются цементом в мелких линзах терригенного, обычно олигомиктового или кварцевого материала. Фиксация растворенного кремнезема может осущест-

вляться организмами в бассейнах конечной седиментации /озера, устье рек и т.д./.

Влияние вулканизма на формирование автохтонного материала проявляется в двух формах: примешивание пепловых частиц и привнос растворенных веществ гидротермами в бассейн седиментации. Засорение автохтонного материала пирокластикой наблюдается во всех типах описываемых образований: от терригенных до осадков содовых озер, однако имеются некоторые различия в их захоронении. Пепловые частицы, попадающие в толщи терригенных осадков, получают возможность в большей степени подвергаться воздействию агентов химического выветривания и диагенеза. В этих случаях наблюдается перерождение вулканического материала в глинистое вещество, развитие внутриформационных кор выветривания и почв.

В карбонатных, сульфатных, содовых осадках, отличающихся большими скоростями накопления химических осадков, имеет место консервации пепловых частиц и соответственно, более медленная переработка при постседиментационных преобразованиях /цеолитизация, окремнение и пр/.

Влияние термальных, минерализованных вод, связанных с вулканическими областями и зонами разломов, ограничиваются сравнительно узкими полосами. Это прослежено в современных условиях. Следы таких источников алюминия, железа, кремния и других элементов известны главным образом в плейстоценовых и неогеновых толщах. В более древних отложениях они еще не обнаружены.

Ландшафтно-климатические обстановки

Искапаемые автохтонные осадки по своему составу подобны их современным аналогам. Вместе с тем, изменение рельефа Земли, состава атмосферы и поверхностных вод, характера растительности, животного мира, а также других факторов автохтонной седиментации, должны вызывать известную осторожность при отождествлении физико-химических условий формирования автохтонного материала в настоящее время и в прошлом.

В литературе неоднократно указывалось, что современные ландшафты на континенте в известном приближении могут проследиваться до девонского периода. Это объясняется тем, что в это время существовал один тип атмосферы, широкое распространение получил растительный покров на суше. Рассмотрим для этого геологического отрезка времени условия формирования некоторых типов автохтонных продуктов.

Образование континентальных бокситов в кайнозое и мезозое связано с десилификацией и накоплением глинозема в корах выветривания. Наблюдения над природными объектами, экспериментальные и расчетные данные показывают, что этот процесс может протекать в кислых условиях при температурах выше 25°C и промывании профиля выветривания большим количеством поверхностных вод (19). Эта обстановка близка современным тропикам. Большая роль в этом процессе принадлежит органическому веществу. Эксперименты по разложению силикатов с участием органических веществ свидетельствуют об ускорении аллитизации исходных и промежуточных продуктов.

Условия бокситообразования в верхнем и среднем палеозое были близки

обстановкам мезозоя и кайнозоя. Различия, вероятно, следует искать в особенностях выщелачивания кремния и алюминия в корах выветривания, связан — ных с несколько более высокими содержаниями углекислого газа, особенно в девоне. Существование ультракислых условий в отдельных зонах выветривания могло способствовать частичному выносу алюминия в растворах.

В докембрии по составу атмосферы выделяются два этапа: поздне-среднепротерозойский и раннепротерозойско-архейский. В первом из них условия аллитизации и выноса алюминия определялись присутствием в атмосфере больших объемов кислорода и углекислого газа, что могло создавать резко окислительные и кислые обстановки при выветривании и переносе химических компонентов. Обстановки аллитизации в раннем докембрии могут быть восстановлены в самом приблизительном виде. Основными агентами выветривания этого времени являлись углекислый газ, аммиак и их производные /мочевина и др./, которые, как показывают эксперименты, способны активно разрушать силикаты.

Соединения железа обладают значительно большей подвижностью в условиях выветривания. В зоне переноса и седиментации оно перемещается в обломочной и коллоидально-ионной формах. Примерами соединений железа, перенесенных в виде обломков, являются красноцветные пигменты в терригенных толщах. Их поступление в зону седиментации связано со значительными по масштабу площадями распространения на водоразделах красных почв, сформировавшихся в условиях влажного, теплого климата. Ореолы рассеивания красящего пигмента могут быть велики и обычно далеко уходят за пределы ландшафтно-климатических зон формирования, продуцирующих соединения железа. Это обстоятельство в значительной степени обедняет красноцветность, как надежный климатический индикатор. Железо обломочного генезиса редко образует промышленные скопления. Известны отдельные линзы гематитовых руд в позднем докембрии Сибирской платформы и Енисейского края, где они залегают среди отложений красноцветных формаций (1).

Большие массы железистого материала могут поступать в виде коллоидов и растворов. Как показывают экспериментальные исследования и физико-химические расчеты, в коллоидальной форме при pH = 1-7 наиболее устойчивы железоорганические соединения. При более высоких значениях pH эти соединения легко коагулируют. Окисное железо в виде комплексных анионов образует устойчивые соединения с гумусовыми кислотами (22). Вероятно, эти два типа железосодержащих соединений были наиболее распространенными в послесилурийское время на континентах, заселенных растительностью, переводящей в поверхностные и грунтовые воды гумусовые вещества. Крупные скопления железных руд в континентальных условиях, как показывает анализ ископаемых растительных сообществ в рудоносных толщах, формировались только в условиях жаркого, влажного климата, что связано с интенсивным высвобождением железа при выветривании в этой обстановке.

Закисное железо дает устойчивые соединения в восстановительных условиях. Поэтому его широкое участие в железорудном процессе было возможно только в раннем докембрии. В более поздние геологические эпохи такие условия существовали главным образом в зонах постседиментационной переработки железистых осадков.

Коры выветривания и почвы в условиях тропического и субтропического климатов являются источником значительных масс растворенного кремния, поступающего в зону седиментации. Анализ физико-химических условий существо-

вания соединений кремния в водных растворах дает основание считать, что кремнезем отличается от железа более высокой растворимостью. Основной формой растворенного кремнезема в кислых и нейтральных водах молекула H_4SiO_4 . При полимеризации происходит поликонденсация молекул кремневой кислоты, причем образуются молекулы поликремневых кислот и выделяется вода (25). Образующиеся коллоиды кремнезема в ядрах мицелл содержат также поликремневые молекулы. Коагуляция растворов кремнезема происходит в щелочных условиях.

В континентальных толщах кремнистые образования связаны главным образом с почвами и корами выветривания. Окремнение наблюдается в современных пустынях Калахари, Сахаре и др. Поскольку, кремнистые образования, залегающие на поверхности пустынь, не встречаются в скважинах и горных выработках, но, как например, в долине р. Нигера, перекрывают пойменные осадки, то их, вероятно, следует считать продуктами голоценового выветривания. Этот процесс предполагает два этапа - насыщение обнажившихся на поверхности пород водой, которая растворяет некоторое количество кремнезема, а затем подъем растворов к поверхности и испарение в засушливые периоды (18).

Второй тип кремнистых осадков в континентальных толщах связан с автохтонными олигомиктовыми кварцевыми песчаными комплексами, где кремнезем /опал, калцедон/ цементирует разнотернистые песчаники. Кремнистое вещество образует базальный цемент, что может свидетельствовать о сингенетическом образовании в осадке. Его появление связывается с выносом кремния из продуктов выветривания в виде коллоидов или растворов и осадением химическим путем в каких-то местных условиях речных систем /старичьи, места высачивания грунтовых вод/ со щелочным режимом.

Накопление органического вещества в континентальных осадках связано с областями влажного или переменного-влажного климата. Существование торфообразования определялось благоприятными сочетаниями ландшафтно-климатических элементов: 1) достаточного количества влаги, 2) существованием обширных выравненных пространств и 3) обилием наземной растительности. Если первые два элемента существовали в течение всей геологической истории Земли, то растительный покров на суше появился в силуре-девоне. С этого времени растительность стала сама важным элементом ландшафта. Различаются четыре основных фациальных обстановки торфообразования: 1) побережий морей и крупных озер, 2) побережий мелких озер, 3) речных долин и 4) водораздельных болот (4). В процессе угленакопления развитие этих обстановок происходило неодновременно. Поскольку, растительность стала заселять континенты, начиная с побережий, то первый тип, видимо, следует считать самым древним. Затем следует обстановки мелких озер и рек. Самыми молодыми являются торфяники водораздельных болот. В истории угленакопления изменение ландшафтов шло одновременно с изменением климата. Начиная с карбона ландшафтно-климатические обстановки менялись от тропических, приморских к умеренно-влажным, озерно-речным.

Карбонатакопление на суше тесно связано с климатической зональностью. Оно приурочено к речным и озерным водоемам различных ландшафтно-климатических зон, но в крупных озерах водоемах оно контролируется объемами речной воды, в них поступающие. Широкий диапазон условий седимента - ции у кальцитов и магнезиальных кальцитов. Их скопления известны от зон

лесов умеренного климата до пустынь. В ископаемом состоянии континентальные известняки и мергели распространены в пермских и карбонатных угленосных отложениях Северной Америки, Европы и Азии, а также ассоциируются с солями и сульфатами. Все перечисленные типы могут содержать прослой вулканогенно-осадочных образований, свидетельствующих о возможности подтока термальных вод, насыщенных бикарбонат-ионом, что увеличивает масштабы озерного карбонатакопления, превращая его в аклиматический локальный процесс.

Особое внимание следует обратить на значение доломита, как индикатора климатических условий. Развитие рентгеноструктурного метода позволило фиксировать в карбонатных осадках метастабильные соединения типа магниезальных кальцитов и протодоломитов. Как установлено в современных озерных осадках, магниезальные кальциты присутствуют не только в областях с пустынными и степными ландшафтами, но могут образоваться в озерах лесных зон. В постседиментационную стадию метастабильные карбонаты разлагаются на кальцит, доломит и магнезит, которые в своем составе отражают не столько климатическую обстановку, сколько характер карбонатной щелочности и pH придонных вод (I2).

Содово-сульфатно-соляные осадки отражают засушливый или периодически засушливый климат лесостепных, степных, полупустынных и пустынных зон. Однако, при этом следует учитывать, что присутствие этих автохтонных образований в ряде случаев может быть связано с привнесением термальными водами.

Элементы эволюции континентального автохтонного осадкообразования

Материалы по современным и ископаемым автохтонным осадкам свидетельствуют, что в развитии ландшафтно-климатических зон намечаются два этапа: додевонский и девонско-современный.

Додевонский период характеризуется повсеместным развитием пустынных ландшафтов, лишенных наземной растительности. Скопления водорослей, развитие бактерий в почвенном слое — вот те сообщества, которые могли влиять на выветривание и осадконакопление в это время. Разнообразие ландшафтов определялось рельефом, а также балансом влаги и испарения на поверхности древних континентов. Таким образом, теоретически могли существовать горные и равнинные пустыни, которые в свою очередь подразделялись на влажные и сухие. Возможные переходные зоны — участки суши с засушливыми и дождливыми периодами. Допускается, что температуры на суше в докембрии были выше, что могло обусловить более быстрый кругооборот влаги в системе атмосфера — суша. Теплый климат, по-видимому, господствовал в раннем и среднем протерозое (29). Предполагаются только отдельные эпохи похолодания /рифей-венд, ордовик/, но их следует связать с участками горных пустынь.

Установленные в настоящее время автохтонные образования докембрия и раннего палеозоя являются показателями ландшафтно-климатических условий, отсутствующих в современную эпоху. Некоторую аналогию можно предполагать только для пустынь с засушливым климатом, но древние их аналоги существовали в несколько иных условиях. Эти различия прежде всего проявились в

ином составе атмосферы, атмосферных осадков и поверхностных вод, отсутствии растений с корневой системой и наземных животных.

Показателями теплого и влажного климата в протерозое являются мощные толщи олигомиктовых, кварцевых песчаников и кварцитов, гидрослюдисто-каолинитовые коры выветривания с аллитами, а также окислы и гидроокислы железа. Автохтонные образования, которые могли бы свидетельствовать об аридизации климата, редки и представлены главным образом небольшими прослоями сульфатов кальция.

В раннем палеозое в большом количестве отмечены следы жарких, сухих климатов в виде таких автохтонных образований, как ассоциаций доломита, сульфатов и солей. В континентальных и прибрежно-морских зонах они несомненно свидетельствуют о существовании аридных и семиаридных обстановок.

Начиная с девона прибрежные равнины заселяются псилофитами, плауновоподобными и хвощеподобными растениями. Только с этого времени можно ожидать зарождение ландшафтно-климатических обстановок, подобных современным. Показателями этих обстановок являются угленосные и бокситоносные осадки, формирование которых связывается с существованием прибрежных равнинных залесенных участков с тропическим или субтропическим климатом. Однако, девон и поздний палеозой, вероятно, имели некоторые специфические особенности сред осадконакопления и характера ландшафтов. Их следует искать в повышенном количестве CO_2 в атмосфере, отсутствии растительности на водоразделах и т.д. Например, повышенное содержание углекислого газа могло изменить интенсивность выветривания, влиять на подвижность элементов в элювиальном профиле. Следует также ожидать изменения в состоянии карбонатной системы, в сокращении масштабов по сравнению с докембрием и ранним палеозоем континентального доломитообразования. Отсутствие растительности на водоразделах обуславливали сохранение в этих участках реликтовых обстановок додевонского времени — примитивных пустынь с аридным, семиаридным, возможно, гумидным климатами.

Карбон и пермь являлись периодами заселения суши лесами влажных и теплых зон. Угли и угленосные осадки этого времени представляют собой образования тропических и субтропических, прибрежных и аллювиальных равнин. В это время наземная растительность заселяет всю поверхность континентов. Таким образом в конце палеозоя следует ожидать постепенное исчезновение реликтовых примитивно-пустынных ландшафтов докембрия и раннего палеозоя.

Начиная с мезозоя на суше получили распространяются ландшафты, близкие современным. Отличия заключаются главным образом в несоответствии границ отдельных климатических зон. Одной из таких эпох является интервал, охватывающий юру, мел и палеоцен, когда на Земле господствовали экваториально-тропические и субтропические климаты.

Литература

1. Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. "Наука", Сиб. отд. Новосибирск, 1972, 346 с.
2. Бетехтина О.А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.170, "Наука", Сиб.отд.—ние, Новосибирск, 1974, 178 с.

3. Бирина Л.М. Давсонит в коре выветривания пород карбона Белоруссии. Литология и полезные ископаемые, № I, 1973, с. 133-117.
4. Ботвинкина Л.Н., Македонов А.В., Либбер А.А. и др. Типизация ландшафтов угленосных формаций. В кн. "Угленосные формации и их генезис", "Наука", М., 1973, с. 31-41.
5. Броневой В.А. Теоретическая модель гумидного выветривания и некоторые вопросы бокситообразования. В кн. "Рудоносные коры выветривания", "Наука", М., 1974, с. 307-317.
6. Валетон И. Бокситы. "Мир", М., 1974, 365 с.
7. Волкова А.Н., Режинская Л.Г. Давсонит в балахонской серии Кузбасса. Литология и полезные ископаемые, № I, 1973, с. 106-112.
8. Градусов Б.П. Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах. ДАН СССР, т. 202, № 5, 1972, с. 1164-1169.
9. Добровольский В.В. Новообразованные минералы как показатели современных процессов почвообразования. Рефераты докладов совещания по проблеме гипергенеза. Изд-во ИГЕМ АН СССР, М., 1973, с. 46-47.
10. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв /опыт изучения динамики почвообразования/. "Прогресс", М., 1970, 591 с.
11. Занин Ю.Н. Ордовикские и сидурийские отложения Иркутского амфитеатра. "Наука", Сибирское отделение, Новосибирск, 1970, 217 с.
12. Казанский Ю.П. /редактор/. Рифейские отложения Сибирской платформы и её складчатого обрамления. "Наука", Сиб. отд.-ние, Новосибирск, 1973, 268 с.
13. Казанский Ю.П., Соколова М.Ф. Каолининовые минералы в меловых отложениях Среднего Приобья. Геология и геофизика, № II, 1961, с. 23-29.
14. Ковда В.А. Основы учения о почвах. "Наука", М., 1973, ч. I, 447с. ч. II, 488 с.
15. Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, М., 1957, 292 с.
16. Кулиш Е.А. Осадконакопление первичных пород алданского комплекса в нижнем архее. В кн. "Литология и полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока", Изд-во ИГиГ СО АН СССР и СНИИГТИМС, Новосибирск, 1973, с. 54-58.
17. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах. "Наука", М., 1966, 282 с.
18. Милло Ж. Геология глин /выветривание, седиментология, геохимия/. "Недра", Л., 1968, 357 с.
19. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. "Мир", М., 1971, 252 с.
20. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Пермские равнины Приуралья как особая геохимическая и возможная палеобиохимическая провинция. В кн. "Проблемы геохимии", "Наука", М., 1965, с. 614-619.
21. Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. "Наука", М., 1974, 298 с.
22. Соколова Е.Н. О комплексных соединениях железа и алюминия с низкомолекулярными органическими кислотами. В кн. "Кора выветривания", "Наука", М., вып. 7, 1966, с. III-141.
23. Соколова Е.А. Континентальные вулканогенно-осадочные марганце - носные отложения. В кн. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулкани-

ческих областей прошлого", "Наука": М., 1968, с. 166-192.

24. Сочава А.В. Карбонатные коры /каliche/ в красноцветных формациях докембрия и фанерозоя. В кн. "Фации и геохимия карбонатных отложений", Изд-во ВСЕГЕИ, Л.-Таллин, 1973, с. 72-73.

25. Сретенская Н.Т. О состоянии кремния в водных растворах. В кн. "Экспериментальные исследования процессов минералообразования", "Наука", М., 1970, с. 31-40.

26. Феофилова А.П., Реклинская Л.Г. Ископаемые почвы непродуктивных отложений намурского и башкирского ярусов в западной части Донецкого угольного бассейна. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1973, с. 67-85.

27. Чэн Цзинь-бяо. Синийские отложения и синийская палеогеография северо-западной части провинции Хэбэй. В кн. "Древнейшие породы Китая", ИЛ., М., 1962, с. 70-85.

28. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. "Наука", М., 1966, 237 с.

29. Шварцбах М. Климаты прошлого. МЛ., М., 1955, 281 с.

30. Pettijohn F., Potter F., Siever R. Sand and sandstone. Berlin Heidelberg - N.I., 1972, 618 p.

1943
Г.Н. Перозю, Г.В. Белобородова

ИЗУЧЕНИЕ ТЕРМОЛОМИНИСЦЕНЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И КЕМБРИЯ
ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА И ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

В связи с широким развитием поисково-разведочных работ на нефть и газ в карбонатных породах Сибирской платформы, важное значение приобретают вопросы их генезиса и вторичных преобразований (II, I2).

По литературным данным (3, 4, 5, 7, 8, 10, 13, 14, 15) термолуминисценция минералов является одним из показателей, с помощью которого возможно проводить корреляцию пластов (2, 14, 18), изучать их генезис (3, 21), влияние химических и физических процессов (3, 17), солнечного света (1, 5), а также определять возраст (4, 7, 16). История термолуминисценции (3, 15, 16, 19, 21) и механизм этого явления (7, 10, 13, 14) изложены ранее.

Исследовались коллекции Г.В. Белобородовой по Туруханскому району и Б.Б. Шишкина по Западному Прианбарью.

Кривые термолуминисценции были сняты на приборе Термолум-I. Нагрев проб производился от 20 до 400°C. Анализ произведен в лаборатории физических методов исследования ЗабНИИ под руководством Г.А. Юргенсона. Кривые получены А. Козаченко. Интенсивность высвечивания замерена в условных единицах (мм).

Рассмотрим полученные результаты.



Известно, что кальцит и доломит характеризуются кривыми ТЛ с двумя или одним пиками термолюминисценции при $t = 200-230$ и $300-340^{\circ}\text{C}$ (9, 16, 19, 21). При этом, интенсивность свечения меняется в широких пределах.

Облучение γ -лучами или рентгеновскими лучами (3, 8, 14) позволяет выявить еще два более низкотемпературных пика при $100-150^{\circ}\text{C}$. Как видно из рис. 1 резко возрастает интенсивность пика при 215° , в то время как пик при 300°C почти не меняется. Даниельс и др. (3) объясняют отсутствие низкотемпературных пиков в образцах тем, что "из-за сравнительно высокой температуры земли электроны не удерживаются на локальных уровнях" (стр. 28). Авторы пишут, что большинство известняков имеют четыре пика: при $120-140^{\circ}$, $150-190^{\circ}$, $210-250^{\circ}$ и $290-310^{\circ}\text{C}$.

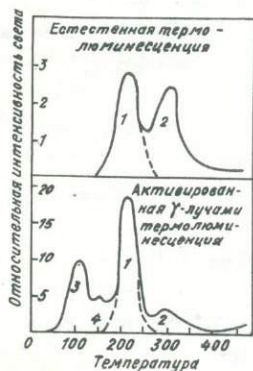


Рис. 1. Кривые естественной и γ -термолюминисценции известняков.

Автор различает три типа пиков: низко-, средне-, и высокотемпературные. 1. Пики при $t = 70, 140$ и 190°C соответствуют электронным ловушкам, которые с трудом сохраняются при обычной температуре из-за своего неглубокого положения. Искусственное облучение вызывает появление пика при 70°C . Пик 140°C наблюдался в природных образцах из Антарктиды. Автор полагает, что его появление связано с наличием примесей.

2. Пик при $t = 270^{\circ}\text{C}$ (пик А) встречается почти на всех кривых природной ТЛ. Уменьшение интенсивности этого пика наблюдается при уменьшении размера зерен породы и увеличивается в окрашенных разностях.

3. Пик при $t = 380^{\circ}\text{C}$ (пик С) имеет сложное происхождение и значение. Интенсивность этого пика изменяется при давлении. В то же время он возникает в синтетических кальцитах, осажденных в лаборатории (при $t = 370^{\circ}\text{C}$). Его возникновение обусловлено большим числом кристаллов, что способствовало возникновению дислокаций. Рост кристаллов обуславливает напряжения, достаточные для того, чтобы возникли локальные высокие электростатические заряды, способные освободить электроны и вызвать термолюминисценцию.

В работе Ф.Р. Зигеля (21) показано, что гамма-термолюминисцентные кривые доломитов имели два и иногда три пика: при 115° , 235° и реже при 300°C . Природная термолюминисценция разновозрастных доломитов (от современных до ордовика) характеризовалась кривыми с одним или двумя пиками: при $t = 240-295$ и $320-350^{\circ}\text{C}$.

По данным В.Б. Василенко и Н.В. Ренгартен (2) карбонаты раковин паллодин характеризуются кривой ТЛ с одним пиком при $328-370^{\circ}\text{C}$, редко выявляется второй пик при $275-317^{\circ}\text{C}$. При этом интенсивность последнего значительно ниже, чем более высокотемпературного.

Детальный анализ происхождения и специфических особенностей пиков на кривых термолюминисценции карбонатов был сделан Альбиссином (19). Автор

Д'Альбиссин приводит многочисленные экспериментальные данные, на основании которых показывает влияние различных факторов (давления, облучения, примесей) на изменение кривой термоллюминисценции, а также пиков А, С и В.

Под влиянием относительно слабых напряжений наблюдается увеличение интенсивности пика С. Пики при 360° и 424°C появляются при сжатии (700кг/см^2) экспериментальных осадков. Влияние высоких давлений (от 2000 до 2750 бар) приводит к появлению нового пика (В) примерно при $t = 280^{\circ}\text{C}$ и постепенному уменьшению пика С. Пластическая деформация вызывает появление пика при 330°C .

Автор считает, что перекристаллизация, способствующая возникновению более чистых кристаллов, чем кристаллы первоначального осадка, способна сократить количество первичных дефектов в кристаллической решетке, что обуславливает снижение интенсивности пика А. В то же время перекристаллизация, связанная с метаморфизмом и происходящая в присутствии минерализаторов, стремится вернуть кристаллам их начальные признаки, характерные для состояния на поверхности.

Д'Альбиссин указывает на три типа таких кривых.

1. Если перекристаллизация следует за деформацией — четко разделяются пики А и В (270°C и $330\text{--}350^{\circ}\text{C}$). Если пик А интенсивен, то это может указывать на раннюю перекристаллизацию.

2. При большом количестве минерализаторов пик В развит слабо (едва заметен), а пик А практически один.

3. Мраморы характеризуются пиками А и С. Интенсивность пика А тем слабее, чем интенсивнее метаморфизм. Это объясняется перекристаллизацией, если вслед за этим возникает деформация, появляется пик В.

Автор исследовал также воздействие облучения на разные пики. Низкотемпературные пики возникают при непродолжительном облучении; пик А — вначале быстро, затем медленнее; пик В — медленнее, чем А; пик С — скорее, чем А.

Кривые термоллюминисценции изученных карбонатных пород различаются по: 1) количеству пиков, 2) форме кривой и 3) интенсивности термовысвечивания.

По количеству температурных максимумов выделяется три типа кривых: с тремя, двумя и одним пиками. В первых двух температурные максимумы соответствуют $210\text{--}240^{\circ}$, $270\text{--}300^{\circ}$ и $340\text{--}350^{\circ}$, для третьего характерны $t = 290\text{--}300^{\circ}\text{C}$, т.е. пики А, В и С.

Форма кривой меняется в зависимости: от интенсивности термовысвечивания на разных дислокационных уровнях. Пики на кривых могут быть резко симметричными и асимметричными, выявляться в виде четкой "ступеньки" или еле заметного искривления. Интенсивность термовысвечивания колеблется от 2 до 66000 усл. ед. (мм).

При рентгеновском облучении образцов с низкой интенсивностью высвечивания, резко усиливается интенсивность пиков и выявляются низкотемпературные пики при $50\text{--}90\text{--}195^{\circ}\text{C}$.

Интерпретация кривых термоллюминисценции проводилась при одновременном анализе материалов по микроскопическому изучению пород в шлифах, дериватографии, рентгенодифрактометрии и электронной микроскопии.

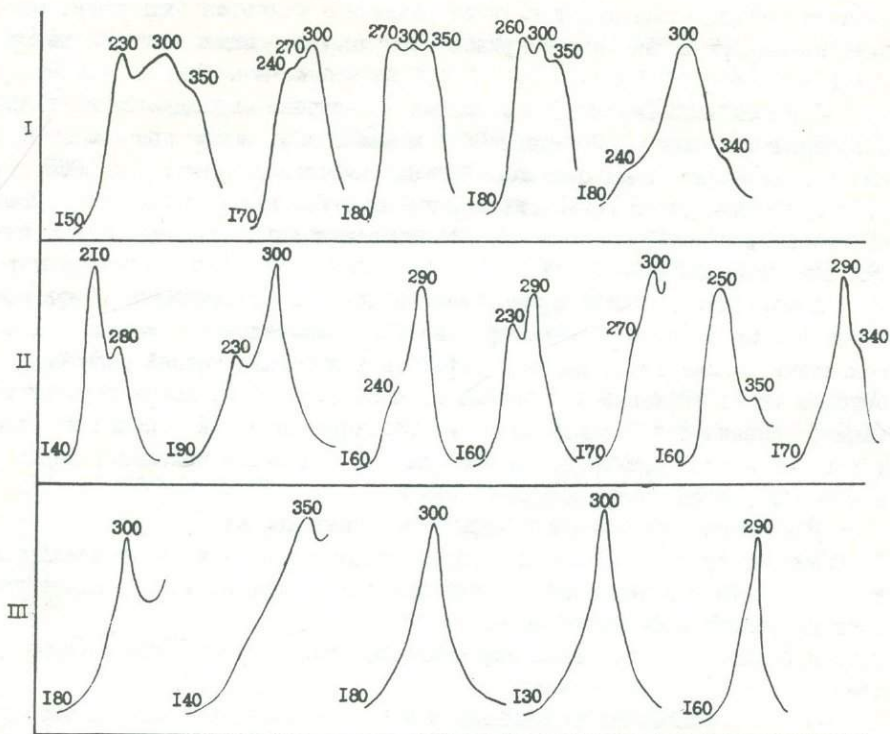


Рис. 2. Типы кривых природной термолюминисценции карбонатных пород.

РАЙОН ЗАПАДНОГО ПРИАНАБАРЬЯ

I. Немакит-далдынская, котуйганская и старореченская свиты р.р. Котуй, Котуйкан, Эричка

Исследованы водорослевые, строматолитовые, микрофитолитовые, ступ-ково-комковатые известняки и строматолитовые доломиты.

При изучении в шлифах установлены следующие генерации карбонатов: I - скрытокристаллический кальцит, который слагает ступки, pellets, комки, яснокристаллический кальцит оторочек или цемента, III - ромбоэдрический доломит в цементе, гнездах, жилках. Строматолитовый доломит слагает две генерации доломита: I - скрытокристаллическая и II - микрокристаллическая.

Под электронным микроскопом породы обнаруживают неправильно-блоковые типы поверхностей в сочетании с натековидными, бугорковыми и лопастевидными.

Все известняки характеризуются кривыми ТЛ с двумя четко выраженными максимумами при $t = 220-230^{\circ}$ и $270-290^{\circ}\text{C}$. Среди них выделяются две разновидности с более высоким первым (I) и вторым (II) пиком (рис. 3). Все породы характеризуются высокой термолюминисценцией в пределах 6200-18500 усл.

единиц. На кривой ТЛ доломита (обр. 522/10а) появляется очень слабый максимум при 350°C. Характерно снижение интенсивности термовысвечивания (рис. 3, табл. I).

Как видно из приведенных материалов отложения верхнего докембрия отличаются от толщ нижнего кембрия по типу кривых. В отложениях немакит-далдынской свиты выделялось два типа кривых ТЛ, при этом один из типов (с высоким пиком, обр. 182/П-17, 171/1-1, 166/Ш-1) оказался сходным с аналогичным (обр. 181/П-7а) в усть-котуйканской свите. Повидимому, условия формирования водорослевых, ступково-комковатых и микрофитолитовых известняков были близкими, однако, причина перераспределения интенсивностей остается еще невыясненной.

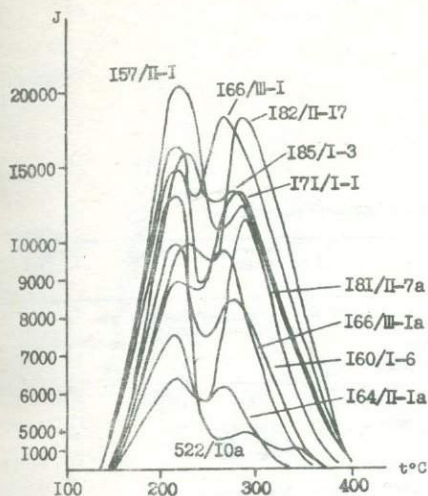


Рис. 3. Типы кривых природной термолуминесценции водорослевых, ступково-комковатых и микрофитолитовых известняков и строматолитовых доломитов Западного Прианбарья.

2. Медвежинская свита р. Немакит-Далдын

Изучены сплюсненные желваки размером до 3–6 см. Макроскопически это светло-серые или коричневато-серые афанитовые породы. В центре и по трещинам синерезиса иногда заметны выделения мелкокристаллического карбоната. Эти желваки отобраны Б.Б. Шишкиным из рыхлых плитчатых известняков.

Строение желваков обнаруживается при изучении в стереоскопическом микроскопе. Все желваки сложены кальцитом преимущественно скрытокристаллическим однородным, а чаще хлопьевидным в виде ступков, которые концентрически обволакивают какой-нибудь обломок, находящейся в центре. Хлопья нередко выделяются на фоне слабо раскристаллизованного кальцита. Вероятно, образование желваков связано с деятельностью известьотлагающих водорослей.

По данным термолуминесценции шести образцов (табл. 2, рис. 4) на кривых ТЛ характерны два четко выраженных максимума термовысвечивания. Наблюдается идентичность кривых (обр. № 1–5) и высокая интенсивность высвечивания. Отличен лишь образец № 6, и по резкому понижению интенсивности, и изменению конфигурации кривой ТЛ.

Поскольку конкреции сплюснены и имеют трещины синерезиса, можно полагать, что их образование связано со стадией седиментогенеза. Трещины имеют диагенетический характер и образовались при старении конкреций.

Таким образом, аналогичные по генезису образования характеризуются однотипными кривыми ТЛ; наложенная более поздняя кальцитизация приводит к снижению интенсивности и изменению формы кривой ТЛ.

Таблица 1
I. Генетические типы карбонатных пород и термоламинисценции

№ обр.	Содержание, %		t ₀	t ₁	t ₂	t ₃	Y ₁ ^x	Y ₂	Y ₃	Y ₂ Y ₁	Название породы	Свита	Возраст
	CaCO ₃	Ca, M (CO ₃) ₂											
I64/I-Ia	70,7	11,6	140	220	270		13400	6200	-	0,46	Водорослевый известняк	Немакиг-дал-динская	С I
I66/III-Ia	54,2	16,7	140	220	270		16400	9800	-	0,59	"	"	"
I57/II-I	94,1	-	150	220	290		21000	12500	-	0,59	"	"	"
I60/I-6	88,4	-	150	220	280		10000	8500	-	0,85	"	"	"
I85/I-3	76,6	-	150	230	280		16000	13500	-	0,84	"	"	"
I71/I-I	58,1	20,6	150	220	280		9000	13600	-	1,52	Ступково-комковатый известняк	"	"
I82/II-17	82,5	-	150	230	290		10000	18500	-	1,85	"	"	"
I66/III-I	67,4	15,5	140	230	270		15000	18500	-	1,23	Водорослевый известняк	"	"
I81/II-7a	87,6	-	150	220	290		66400	11600	-	1,81	Микрофитол. известняк	Усть-коту-канская	"
522/10a	-	81,9	150	220	300	350	7800	450	1400	0,59	Строматолитовый доломит	Старореченская	Поздний кембрий

x) Здесь и далее Y₁, Y₂, Y₃ - интенсивность термовыветывания в условных единицах (мм)

Термоламинисценция и генерации карбонатов

Таблица 2

№ обр.	Содержание CaCO ₃	t ₀	t ₁	t ₂	Y ₁	Y ₂	Y ₂ Y ₁	Генерации карбонатов			
								I	II	III	
1	93,7	140	210	290	31000	17000	1,82	Кальцит-сферто-кристаллический	Кальцит мелкокристаллический, 10%		
2	92,6	"	"	300	20500	14000	1,46	"	"	Кальцит по внешним	
3	91,7	"	"	"	28500	19500	1,46	"	"	Ромбовидный доломит до 5%	
4	90,5	"	"	290	45000	41000	1,09	"	"	"	
5	90,4	150	"	300	32000	19000	1,68	"	"	"	
6	87,5	"	220	290	1650	2800	0,59	"	"	Мелкокристаллический кальцит до 35-40%	

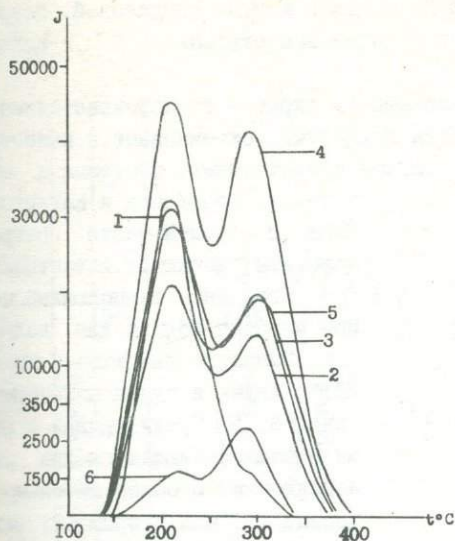


Рис. 4. Кривые термолюминисценции желваковых образований медвежинской свиты /р. Немакит-Далдын/.

ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН

1. Эвенкийская свита р. Подкаменная Тунгуска

В этом разрезе были изучены ступково-комковатые, водорослевые известняки и скрытокристаллические микрослоистые доломиты.

При изучении пород под микроскопом установлено от одной до четырех генераций кальцита и доломита: I - скрытокристаллический кальцит или доломит, слагающий комки, ступки, пеллеты, проблематические образования, II - волокнистый кальцит оторочек, III - изометричный кальцит или ромбоэдрический доломит, IV - кальцит мелкокристаллический выполнения пустот. Указанные генерации развиты в породах в разном сочетании. Иногда отмечаются отрицательные реликты скелетных остатков организмов или осолитов.

Кривые термовысвечивания имеют два максимума, большей частью четко выраженных (рис. 5). Характерна высокая интенсивность термовысвечивания карбонатных пород разного состава (табл. 3) в том случае, если резко преобладали минералы I генерации. В то же время в доломитах (обр. 635/3, 639/2, 64I/I), в которых ромбоэдрический доломит составляет от 40 до 60% и на электронных репликовых снимках видны друзовидные новообразования, наблюдаются изменения кривой и резкое падение интенсивности термовысвечивания.

2. Нижне-тунгусская, платоновская, костынская и летнинская свиты Сухотунгусская площадь

На рассматриваемой площади изучены отложения кембрия и рифея, вскрытые Сухотунгусскими скважинами 3-р и 4-р в интервале 500-2940 м. Скважины 3-р и 4-р находятся на расстоянии 7 км друг от друга. Литологическое опи-

сание этих отложений было сделано Л.И. Килиной и В.Н. Богдановой. Возрастное подразделение на свиты, подсвиты и пачки заимствовано у Л.И. Килиной Н.В. Мельникова (6).

В разрезе резко преобладают доломиты от скрыто- до яснокристаллических сахаровидных. Среди них выявляются глинистые, кремнистые и известковистые разности. Они могут быть массивными и плитчатыми, плотными и мучнистыми, пористыми и кавернозными.

В верхней части разреза доломиты сменяются известняками.

Природная термолуминесценция изучена только для доломитов. Выявлено два типа кривых ТЛ: с двумя и одним максимумом (рис. 6, 7). Среди кривых с двумя пиками наблюдаются две разновидности: с более высоким первым (1) или вторым (2) максимумом. По форме различаются: а) с хорошо развитыми пиками, б) со слабо развитыми пиками, которые фиксируются в виде небольшого, а порой и еле заметного уступа.

Температурные максимумы фиксируются: 1) при 220–230° и реже 250°С, 2) при 270–300° и реже 340–350°С. Начало высвечивания отмечено при $t = 150$ –170°С. Интенсивность термовсвечивания колеблется от 94 до 420000 условных единиц.

Кривые ТЛ с одним пиком характеризуются температурным максимумом при 290–300°С, начало высвечивания при $t = 160$ –200°С. Интенсивность ТЛ колеб-

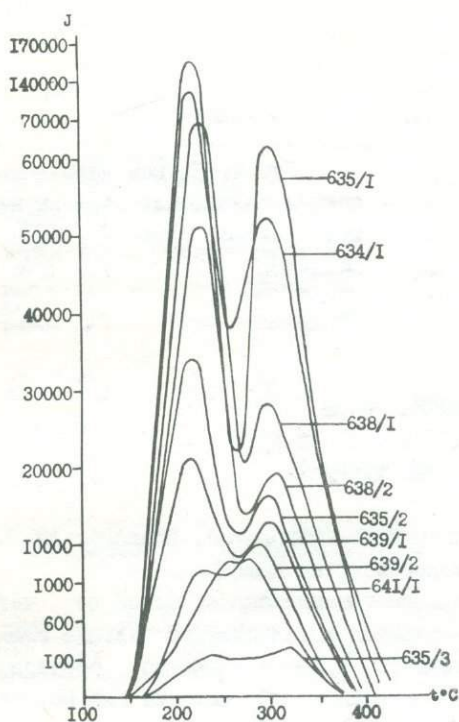


Рис. 5. Кривые термолуминесценции карбонатных пород эвенкийской свиты /р. Подкаменная Тунгуска/.

лется от 180 до 19000 условных единиц.

При анализе распределения ТЛ по разрезу, отдельным свитам, подсвитам, пластам выявилось следующее:

1. При достаточно детальном отборе образцов видно, что отдельные пласты характеризуются совершенно идентичными кривыми ТЛ и близкими значениями интенсивности. Например, обр. 3/67–3/71 в интервале 2751,8–2817,1 м пачки П нижнетунгусской свиты, выделенной Л.И. Килиной, в разрезе скв. 3-р или обр. 4/25–4/28 в интервале 1811–1824 м пачки УП средней подсвиты костинской свиты в разрезе, вскрытом скв. 4-р (рис. 6, 7).

2. На границах между некоторыми подсвитами, а также между отложениями кембрия и рифея интенсивность ТЛ резко увеличивается. Так, в разрезе скв. 3-р резкие повышения интенсивности фиксируются: а) в интервале 2832,3–2833,6 (обр. 3/73, 19000 усл. ед.) между пачками I и II, выделенными Л.И. Килиной, но несколько выше (на 10–20 м) прежней границы; б) на глуби-

Состав, термолуминесценция и генерация карбонатов

№ обр.	Содержание, %		Генерация карбонатов									
	CaCO ₃	Ca,M (CO ₃) ₂							I	II	III	IV
638/I	93,1	-	150	230	300	69000	28000	0,4	Кальцит, 100%	-	-	-
638/2	83,0	11,6	"	230	310	51000	19000	0,37	Кальцит и доломит, 60%	Кальцит оторочек, 10%	Кальцит цементы, 30%	-
635/I	93,8	-	"	220	300	162000	63000	0,39	Кальцит	Кальцит оторочек	Кальцит цементы	-
635/2	44,2	49,3	"	220	"	34000	16000	0,47	Кальцит и доломит	-	Пятна кальцита	-
639/I	65,2	29,1	"	220	"	21000	12500	0,59	"-	Кальцит оторочек	Кальцит	-
634/I	74,3	14,9	"	220	"	126000	52000	0,41	"-	-	Кальцит	-
641/I	8,4	80,7	"	280	350	5200	5400	1,04	Доломит	-	Доломит	Кальцит
635/3	8,7	75,6	160	240	320	145	240	1,65	Кальцит и доломит	-	Доломит	-
639/2	-	93,5	170	240	300	700	900	1,28	Доломит, 60%	-	Доломит, 40%	-

Система Сваяга	Посылка	Глубина, м	Лачка №	Кривая ТЛ	Интенсив- ность ТЛ	
КЕМБРИЙСКАЯ КОСТИНСКАЯ	ЛЕТНИНСКАЯ	718-723	4/1		$Y_1=2250$ $Y_2=850$	
		верхняя	965	4/7		$Y_1=1350$ $Y_2=1600$
	I089-I096		4/9		$Y_1=42000$ $Y_2=31500$	
	I105-I110		X 4/15		$Y_2=4000$ $Y_1=2450$	
	средняя	IX	I590-I593	4/16		$Y_2=1900$ $Y_1=5900$
			I669	УИ 4/22		$Y_1=2400$
		VII	I811-I815	4/25		$Y_1=7900$ $Y_1=4200$
			I817-I820	4/27		$Y_1=8300$ $Y_1=15400$
				4/28		$Y_2=1100$ $Y_1=2200$
				4/36		$Y_2=1500$ $Y_1=2800$
				I993-I997	VI 4/39	
	нижняя	2213-2225	4/42		$r_1=8900$	
		ШАТОНОВСКАЯ	2514-2519	I 4/44		$Y_2=700$ $Y_1=2400$

не 2750,2 м вблизи (на Юм
ниже) границы между рифеем
кембрием (обр. 3,66,
I3600 учл. ед.).

Рис. 6. Изменение кри-
вых термолуминисценции до-
ломитов с глубиной
(Нижелетинская площадь).

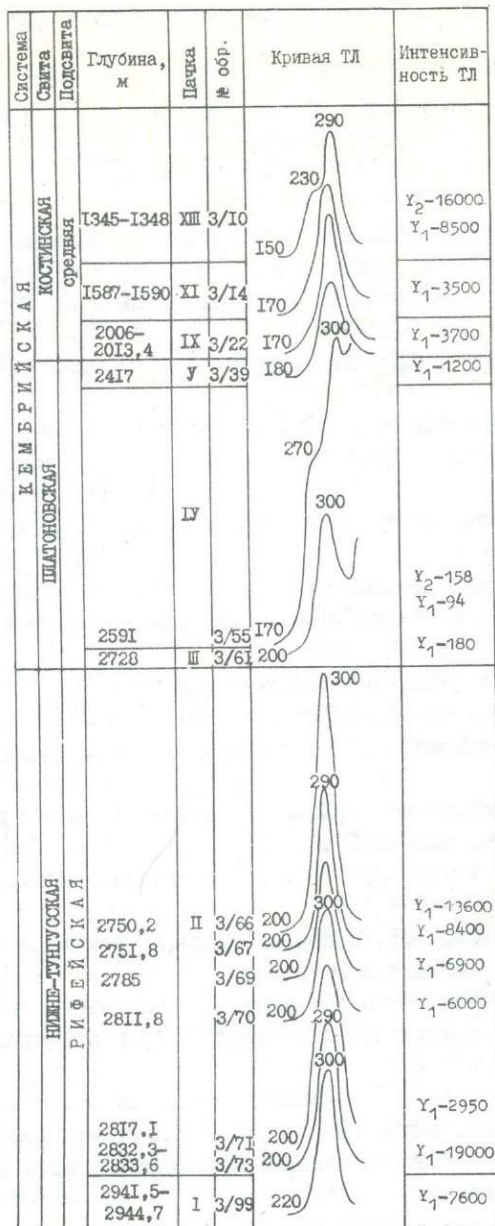


Рис. 7. Изменение кривых термолюминесценции доломитов с глубиной /Сухотунгусская скважина 3-р/.

Такие же повышенные значения интенсивности отмечены и в разрезе, вскрытом скв. 4-р в интервалах 1089-1095 и 1820-1824 м.

3. Довольно четко видно распределение двух типов кривых по разрезу: кривые с двумя пиками прослеживаются в верхней части разреза до глубины 1600 м и ниже сменяется кривыми с одним пиком. Среди последних иногда выявляется переходная разновидность кривой со слабо развитым вторым максимумом в виде ступеньки (рис. 6,7).

4. Температура начала высвечивания повышается с глубиной от 150°

в верхней части до 200-220°C в нижней части разреза (рис. 6, 7).

3. Платоновская и костинская свиты

Нижнелетнинская площадь

На этой площади изучены доломиты, вскрытые Нижнелетнинской скважиной I-р на глубинах от 463 до 1052 м. Это отложения кембрия, представления платоновской и костинской свитами. По сравнению с Сухотунгусской площадью, они залегают на меньшей глубине.

Расстояние Нижнелетнинской скважины I-р от Сухотунгусской 3-р равно 75 км.

Разрез подобен описанному выше на Сухотунгусской площади. Здесь также развиты доломиты скрыто- и яснокристаллические сахаровидные преимущественно светло-серые и белые, иногда мучнистые. Различаются чистые и слабо глинистые доломиты плотные, пористые и кавернозные иногда с редкими включениями сульфатов.

Кривые ТЛ характеризуются двумя типами: 1) с тремя и 2) двумя пиками. Преобладают двухпиковые кривые с более высоким вторым максимумом при 290-300°C.

При анализе материала наблюдается следующее:

1. Пачка У характеризуется идентичными кривыми ТЛ (рис. 8).

2. Нижняя и средняя подсвиты костинской свиты различаются по типу кривых (рис. 8).

3. Некоторое различие в кривых ТЛ выявляется между отложениями платоновской и нижнекостинской свит.

Однако, отмеченные в пунктах 2 и 3 различия основаны на немногочисленном материале.

При сравнении разрезов, вскрытых Сухотунгусскими 3-р и 4-р и Нижнелетнинской I-р скважинами, четко видно:

1. По кривым ТЛ ни пачки, ни подсвиты, ни свиты, залегающие на резко различной глубине и значительном расстоянии друг от друга не коррелируются.

2. Кривые ТЛ совершенно однотипны, если сравнение проводить с учетом глубины залегания. Как видно (рис. 6,7,8) до глубины 1600 м располагаются кривые с тремя и двумя температурными максимумами, ниже - преимущественно с одним.

4. Булайская, бельская и усольская свиты

Тайгинская площадь

На рассматриваемой площади изучены отложения кембрия и рифея, вскрытые Тайгинской параметрической скважиной I-р в интервале 400-2400 м. Литологическое описание этих отложений было сделано Л.И. Килиной и В.Н. Богдановой. Подразделение на свиты, подсвиты и пачки заимствовано у Л.И. Килиной, В.Н. Богдановой и Т.К. Баженовой 6.

Система Свита Полосы	Глубина, м	Пачка	№ обр.	Кривая ТЛ	Интенсив- ность
КЕМБРИЙСКАЯ КОСТИНСКАЯ нижняя	463	УП	I		Y ₁ -1900 Y ₂ -2600 Y ₂ -2400 Y ₁ -2950
				93I-933	УП
	965	У	7		Y ₂ -12500 Y ₁ -9500
	977		9		Y ₂ -11000 Y ₁ -8500
	1004-1006	I	12		Y ₂ -13400 Y ₁ -10600
1006	13			Y ₂ -9500 Y ₁ -8600	
1009	14			Y ₂ -2950 Y ₁ -5050	
Платоновская	1044-1052	IV	18		Y ₂ -14000 Y ₁ -5500

Рис. 8. Изменение кривых термолюминисценции доломитов с глубиной (Нижнелетнинская площадь).

Образцы доломитов с порфиroidными выделениями кристаллов гипса и ангидрита (примесь сульфатов 5-15%) имеют тип кривой отличный от вышеописанного: четкий среднетемпературный пик с максимумом при 300°C и очень слабые при 240-350°C (рис. 9, Б, 3-7). Резкая смена формы кривой (три слабых сглаженных пика с максимумами при 270, 300 и 340°C) и снижение интенсивности отмечено для микро-скрытокристаллического доломита с порфиroidными кристаллами гипса и ангидрита, участками выполняющими поры (рис. 9, Б, 8).

Булайская свита, мощностью 180 м, характеризуется существенно доломитовым составом пород, присутствием прослоев, включений и вкрапленности сульфатов и каменной соли, а также небольшим содержанием терригенной примеси. При изучении пород в шлифах видно, что доломиты имеют мелкокристаллическую, микро-скрытокристаллическую и ступенчато-комковатую структуру. Порфиroidная структура некоторых доломитов обусловлена крупными призматическими кристаллами гипса и ангидрита. Текстура пород массивная, иногда пористо-кавернозная. Крупные поры в породе выполнены гипсом и ангидритом. В некоторых породах присутствует пирит в виде тонкораспыленных мельчайших включений.

Анализ полученных результатов показывает, что кривые термолюминисценции мелкокристаллических доломитов с мозаичной структурой имеют два четких пика примерно одинаковой интенсивности с максимумами при 230° и 300°C (рис. 9, А, 1); у сильно пористого ("губчатого") доломита зафиксирован дополнительный третий высокотемпературный пик при 350°C, равный интенсивности двум первым (рис. 9, А, 2).

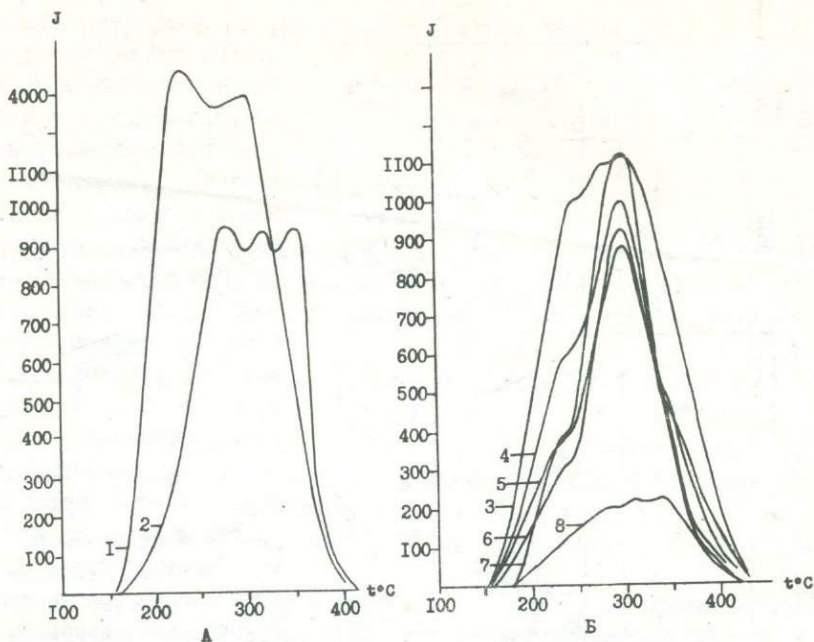


Рис. 9. Кривые термовысвечивания карбонатных пород булайской свиты:
 А/. 1. Мелкокристаллический массивный доломит с мозаичной структурой.
 2. Мелкокристаллический сильнопористый "губчатый" доломит.
 Б/. 3. Ступково-комковатый доломит с крупными кристаллами гипса, выполняющим поры.
 4, 6, 7. Мелкокристаллический массивный доломит с порфиroidными кристаллами гипса и ангидрида.
 5. Ступково-комковатый доломит с порфиroidными кристаллами ангидрида и тонкораспыленным пиритом.
 8. Микро-скрытокристаллический массивный доломит с порфиroidными кристаллами гипса и ангидрида, участками выполняющими поры.

Бельская свита, мощность 300 м, сложена чередующимися массивными светло-коричневыми или зеленовато-серыми кавернозными доломитами с включениями и прослоями гипса и ангидрида. Значительную роль играют доломиты и мергели.

При микроскопическом исследовании установлены разнообразные органогенные форменные элементы: копролиты, pellets, ступки, комки, которые в шлифе наблюдаются в виде плотных округлых скрытокристаллических комочков с крустификационным цементом.

Кривые термовысвечивания копролитовых доломитов имеют один четкий пик при температуре 340°C, резкий спад и подъем в области высоких температур. Интенсивность термовысвечивания характеризуется очень низкими показателями (рис. 10, А).

Для доломитов (инт. 1325-1325,5 м) с мелкокристаллической структурой

и мелкокомковатых с кальцитовым светлым цементом зафиксировано 2 максимума термовысвечивания: четкий высокий первый при температуре 250°C и более низкий второй (рис. 10, Б, 3, 4). Отношение интенсивности первого пика ко второму равно 1,5.

Для известняка, сложенного мелкими плотными скрытокристаллическими комочками - пеллетами - участками с перекристаллизованными остатками неопределимого детрита и порфиroidными выделениями ромбоэдров доломита вблизи трещин зафиксировано на кривой термолуминисценции два максимума равной интенсивности при 230° и 280°C (рис. 10, В, 5).

Аналогичный характер кривой, но с несколько меньшей интенсивностью (четкий), высокий среднетемпературный пик при 320°C , и слабый, в форме плавного изгиба, первый при 240°C показал микрокристаллический слоистый доломит с игольчатыми кристаллами ангидрита и редкими угловатыми обломками кварца (рис. 10, В, 6).

Образцы мелкокристаллического массивного доломита с порфиroidными кристаллами гипса и ангидрита, иногда с редкими крупными кристаллами кальцита, выполняющим поры, имеют одинаковый тип кривой термовысвечивания: один четкий среднетемпературный пик при $300-320^{\circ}\text{C}$ и более слабый расплывчатый первый низкотемпературный пик при $240-260^{\circ}\text{C}$. Все кривые характеризуются низкими интенсивностями термовысвечивания (рис. 10, В, 7-9).

Для тонкослоистого микроскрытокристаллического доломита с примесью глинистого материала и мелкокристаллического с редкими угловатыми обломочными зернами кварца (3-5%) отмечается три максимума на кривой ТЛ: при $240-250^{\circ}\text{C}$, 300°C и при 350°C (рис. 10, Г, 10-11).

Сходный тип кривой, но с резким снижением интенсивности термовысвечивания, имеют образцы ступково-комковатого доломита с редкими перекристаллизованными остатками детрита (рис. 10, Г, 12-13).

Усольская свита, мощностью 440 м, представлена переслаиванием доломитов сульфатоносных, глинистых, соленосных с доломитами массивными, коричнево-серыми, мелкозернистыми и светлосерыми скрытокристаллическими известняками. Одной из характерной особенности пород нижней части свиты является процесс раздоломичивания и связанная с этим кальцитизация, которая отчетливо наблюдается при изучении пород в окрашенных шлифах.

Характер термовысвечивания доломитов приведен на рис. 11 (А, Б). Ступково-комковатый доломит с крустификационным и мелкокристаллическим доломитовым цементом имеет на кривой термовысвечивания два максимума: четкий высокий первый при 260°C и более слабый второй, среднетемпературный, при 300°C (рис. 11, А, 1).

Доломиты, в которых сохранились лишь реликты корродированных ромбоэдров, почти полностью замещенных янокристаллическим кальцитом, имеют на кривой ТЛ два максимума: первый при 240°C слабый, расплывчатый, второй - четкий и высокий при $280-300^{\circ}\text{C}$. Увеличение степени замещения кальцитом доломита сопровождается резким усилением интенсивности термовысвечивания (рис. 11, Б, 2-3). На кривых термолуминисценции ступково-комковатого известняка, сложенного скрытокристаллическим кальцитом с порфиroidными выделениями доломитовых ромбоэдров вблизи стилолитов, отмечено два максимума одинаковой почти интенсивности при $240-300^{\circ}\text{C}$ (рис. 11, Б, 4-5).

Ангидрит и гипс исследовались с целью изучения их влияния на характер кривых и интенсивность термовысвечивания доломитов. Термолуминисцен-

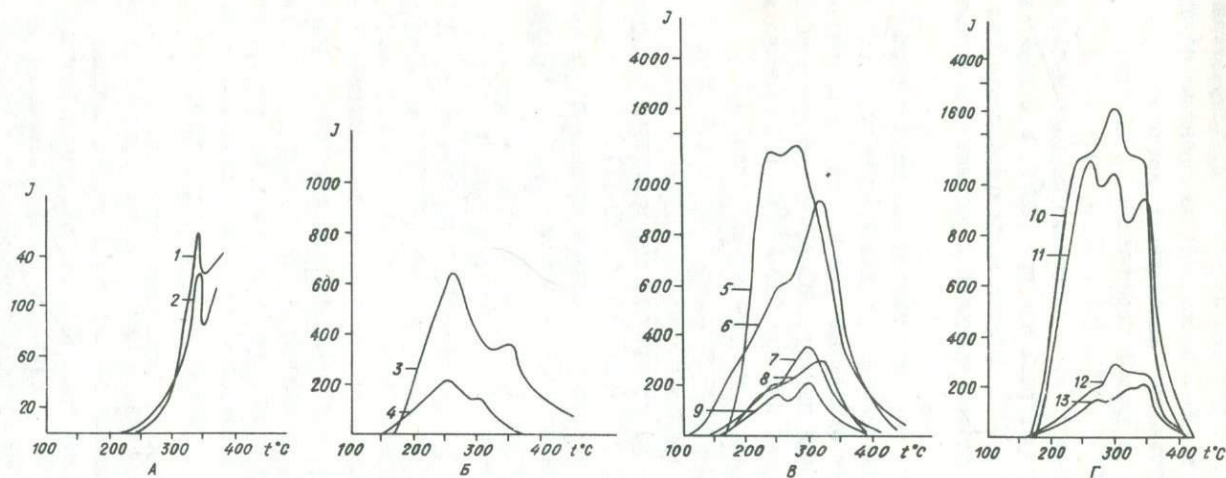


Рис. 10. Кривые термовысвечивания карбонатных пород бельской свиты:
 А/.1.2. Копролитовый доломит с кристификационным цементом. Б/.3. Мелкокристаллический доломит, участками пористо-кавернозный. 4. Мелкокомковатый /пеллетовый/ доломит с кальцитовым цементом выполнения.
 В/.5. Мелкокомковатый /пеллетовый/ известняк, участками, с перекристаллизованными остатками неопределимого детрита и порфиroidными выделениями ромбоэдров доломита вблизи трещин. 6. Микрокристаллический слоистый доломит с игольчатыми кристаллами ангидрида и редкими угловатыми обломками кварца. 7,9. Мелкокристаллический массивный доломит с порфиroidными кристаллами гипса и ангидрида, участками также выполняющими поры. 8. Мелкокристаллический массивный доломит с редкими крупными кристаллами кальцита, выполняющими поры. Г/.10. Слабоглинистый тонкослоистый микро-скрытокристаллический доломит. 11. Мелкокристаллический массивный доломит с редкими угловатыми обломочными зернами кварца.

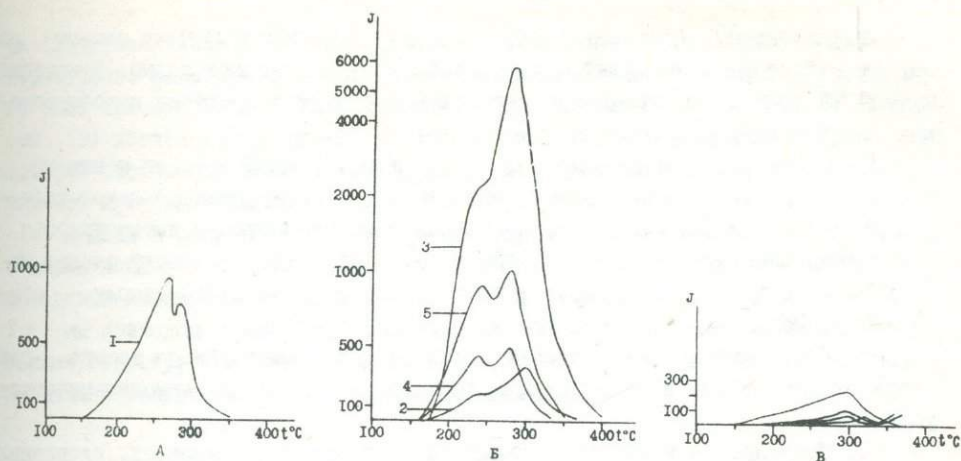


Рис. 11. Кривые термовысвечивания карбонатных пород усольской свиты:
 А/1. Стустково-комковатый доломит с крустификационным и мелкокристаллическим доломитовым цементом.
 Б/2. Доломит кальцитизированный; доломитовые ромбоэдры слегка корродированы и частично замещаются кальцитом. 3. Доломит кальцитизированный; доломитовые ромбоэдры почти полностью замещены янокристаллическим кальцитом. 4,5. Стустково-комковатый известняк, сложенный скрытокристаллическим кальцитом с порфиroidными выделениями доломитовых ромбоэдров вблизи стилолитов.
 В. Гипс и ангидрит; удлиненные, игольчатые и призматические кристаллы со спутанно-волокнистой структурой, с редкими порфиroidными выделениями или прослойками микрокристаллического доломита.

ция природных ангидритов изучена слабо. А.Н. Таращан и др. (13) приводит кривые ангидритов с характерным интенсивным пиком около 300°C.

Исследуемые образцы ангидритов и гипсо-ангидритов со спутанно-волокнистой структурой и порфиroidными включениями или прослойками микрокристаллического доломита имеют один максимум около 300°C. Все кривые термовысвечивания характеризуются очень низкими интенсивностями (рис. 11, В).

Обсуждение результатов

Таким образом, изучение кривых термолюминисценции карбонатных пород верхнего протерозоя и кембрия Западного Прианбарья и Тураханского района и интерпретация полученных результатов позволяют сделать следующие выводы:

1. Кривые ТЛ действительно являются индикаторами пачки, пласта, как было установлено ранее исследователями других регионов (2, 14, 18). Это было ещё раз подтверждено, когда изучались желваковые образования (рис. 4), однотипные водорослевые известняки (рис. 3), доломиты некоторых пачек (рис. 6, 7).

2. Наложенные процессы (доломитизация, кальцитизация) не влияют на характер кривой, если количество новообразований незначительно. Изменение кривой ТЛ происходит при более интенсивном развитии процесса преобразования (30–60% вторичных минералов).

33. Глинистость, наличие сульфатов в той или иной степени понижают интенсивность термовысвечивания, что отмечалось и другими исследователями. Как указывалось ранее (1), солнечный свет не понижает интенсивности термолуминисценции. Более того, все образцы из обнажений имели очень высокую интенсивность ТЛ, превышающую ТЛ образцов керна. Повидимому, солнечная радиация является возбудителем ТЛ карбонатов.

4. Корреляция пачек, подсвет и свит может производиться только для разрезов, находящихся на близком расстоянии и в близких термодинамических условиях.

5. Наблюдается изменение кривых ТЛ с глубиной, в разрезах, сложенных чистыми карбонатными породами. Повидимому, такие разрезы можно будет использовать для установления степени преобразования этих пород.

6. Кривые ТЛ не изменяются с глубиной в разрезах сульфатно-карбонатных пород. Пестрый состав пород обуславливает разнообразие кривых термовысвечивания.

Следовательно, для решения геологических вопросов по кривым ТЛ карбонатов необходим однородный желателно мономинеральный материал. Этот вывод сделали и предыдущие исследователи (2, 9).

7. Настоящая работа показала, что информация, полученная по кривым термолуминисценции может быть полезной при решении разных геологических вопросов, но предварительно требуются тщательные методические исследования для выяснения факторов, обуславливающих ТЛ карбонатов каждой конкретной территории.

Остановимся несколько подробнее на вопросе преобразования карбонатов.

В изученных нами карбонатных породах низкотемпературный максимум не фиксировался. Лишь при рентгеновском облучении появлялись максимумы при 50–90–195°C. Образцы из обнажений характеризовались кривой ТЛ с двумя пиками с четкими хорошо выраженными максимумами. Такие кривые характерны для недеформированных пород (20). Различное количество первичного скрытокристаллического материала способствовало сохранению первичных дефектов кристаллической решетки, а некоторая перекристаллизация, которая привела к возникновению более чистых и более совершенных кристаллов, обусловила по мнению Д'Альбиссина (19) и сокращение первичных дефектов, что явилось определяющим в перераспределении интенсивностей пиков при 220–230° и 270–290°C.

В разрезах, вскрытых глубокими скважинами в чистых доломитах отмечалось изменение с глубиной – на кривые с двумя и тремя пиками на кривые с одним пиком. Закономерно с глубиной увеличивалась температура начала термовысвечивания от 150 до 220°C.

Известно, что многие современные илы состоят из иголок арагонита. Экспериментальные работы, проведенные Д.К. Хатаевем и Е.К. Робертсоном (22) показали, что при $t = 200–340^\circ\text{C}$ и повышенном давлении иголки арагонита современных илов преобразуются в янокристаллический кальцит, при этом размер кристаллов последнего увеличивается с увеличением давления. Воздействие давления четко фиксируется на кривых ТЛ. По данным Э. Целле –

ра (16) увеличение давления обуславливает падение интенсивности низкотемпературного пика при 110°C и увеличение интенсивности высокотемпературного пика при 312°C . Как было показано выше, Хандин и др. (20) и Д'Альбиссин (19) показали, что давление обуславливает деформацию кривой ТЛ, на которой постепенно уменьшаются и затем исчезают пики С и А и возникает пик (В) примерно при 280°C (рис. 6,7).

В данном разрезе (рис. 6,7), где отмечалось преобразование кривых ТЛ с двумя пиками в кривые с одним пиком, фиксировалось также и резкое преобладание яснокристаллического доломита и отсутствие метастабильных фаз. Т.е. мы приходим к выводу о том, что изменение кривой ТЛ обусловлено глубокими структурными преобразованиями в кристаллической решетке карбонатов в связи с воздействием температуры и давления.

Литература

1. Буряк В.А., Изюмский С.И. Термолуминисцентные свойства жильного кварца Витимо-Патомского нагорья. В кн. Гидрогеология и петрохимия Восточной Сибири. Методика геохимических исследований. Ин-т Земной коры СО АН СССР, Иркутск, 1972, с. 34-36.
2. Василенко В.Б., Ренгартен Н.В. Опыт применения термолуминисцентного анализа раковин паллидин для корреляции антропогенных отложений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1970, с. 120-127.
3. Даниельс Ф., Бойд Ч., Саундерс Д. Термолуминисценция как средство научного исследования. В кн. "Успехи физических наук", т. I, вып. 2, Изд-во АН СССР, М., 1953, с. 271-286.
4. Даниельс Ф. Радиоактивность, накопление энергии радиоактивного распада и вулканизм. В кн. "Ядерная геология". Изд-во "ИЛ" М., 1956, с. 248-256.
5. Изюмский С.И. К вопросу о современном понятии термолуминисценции минералов. Изв. АН Казахской ССР, сер. геол., № 3, 1966, Алма-Ата, № 3, 1966, с. 76-80.
6. Клинина Л.И. Литолого-геохимические особенности и условия формирования кембрийских отложений Тураханского района. Автореф. кандидат. дис. - серт., Томск, 1973, 18 с.
7. Комовский Г.Ф. Термолуминисценция и возраст горных пород. "Природа", вып. 5, 1961, с. 90-93.
8. Максенков В.Г. Применение термолуминисценции для исследования минералов осадочных горных пород. В кн. "Физические методы исследования минералов осадочных пород", "Наука", М., 1966, с. 324-327.
9. Мамет Б.Л., Д'Альбиссин М. Влияние давления и температуры на известняки. В кн. "Карбонатные породы". Т. II, Изд-во "Мир", М., 1971, с. 154-165.
10. Рокачук Т.А., Платонов А.Н., Тарашан А.Н. О термолуминисценции полевых шпатов из гранитоидов Западного Забайкалья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1972, с. 97-110.
11. Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И. и др. Кембрий Сибирской платформы. М., "Недра", 1972, с. 198.

12. Сулимов И.Н., Баженова Т.К., Бужников В.И. и др. Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы. Л., "Недра", 1969, 272 с.
13. Таращан А.Н., Платонов А.Н., Таращан А.А., Кузнецов Г.В., Марта-росян В.О. Природа центров и особенности кинетики термовысвечивания ан-гидрита. В кн. "Конституция и свойства минералов". № 6, Изд-во "Наукова думка", Киев, 1972, с. 82-90.
14. Турин В.И. Корреляция карбонатных отложений методом гамма-термо-свечения. Тр. Куйб. НИИ НП, вып. 26, 1964, с. 105-117.
15. Уолф К.Х., Истон А.Дж., Уорн С. Методы исследования карбонатных скелетов, минералов и горных пород. В кн. "Карбонатные породы", Т. II, Изд-во "Мир", 1971, с. 189-261.
16. Целлер Э. Термолюминисценция карбонатных отложений. В кн. "Ядер-ная геология", Изд-во "ИЛ", М., 1956, с. 238-247.
17. Шелкопояс В.Н., Морозов Г.В. Термолюминисценция кварца из оса-дочных образований северной части Украинского кристаллического массива. Конституция и св. минералов. Сер. Хим. сост. и св. минер. № 3, Изд-во "Наукова думка", Киев, 1969, с. 31-35.
18. Bergstrom R.E. Surface correlation of some Pennsylvanian lime- stones in Midcontinent by thermoluminiscence. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 40, № 5, 1956, pp. 918-942.
19. D'Albissin M. Les trakes de la deformation dans les roches cal- caires, Rev. Geograph. Phys. Geol. Dyn., Ser. 2, № 5, chapt. XIII, 1963, p.p. 121-140.
20. Handin J., Higgs D.V., Lewis D.R., Weyl R.K. Effects of gamma radiation on the experimental deformation of calcite and certain rocks. Bull. Geol. Soc. A , vol. 68, № 9, 1957, p.p. 1203-1224.
21. Siegel F.R. Artificially induced thermoluminiscence of sedimen- tary dolomites, I. Sedim. Petrol., vol. 33, № 1, 1963, pp. 64-72.
22. Shoji R. and Folk R.L. Surface morphology of some limestone ty- pes as revealed by electron microscope. J. Sedim. Petrol., vol. 34, № 1, 1964, pp. 144-155. ..

А.В. Авдеевский, Е.П. Акульшина, А.Е. Березий, А.В. Ивановская,
А.В. Кириченко, В.А. Лисин, Г.М. Писарева, Л.Г. Саванович,
С.В. Сараев, А.И. Ушакова, Б.В. Шибистов, К.Ш. Яркаев

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Изучение условий осадконакопления и постседиментационных изменений рифейских карбонатных и терригенных толщ Енисейского кряжа с использова- нием геохимических и рентгенографических исследований глинистого вещества предпринималось ранее (2). В последнее время получены новые данные, кото- рые позволили провести сравнительный анализ условий формирования отложе-

ний в трех структурно-фациальных зонах Енисейского края, выделенных геологами Ангарской геолого-разведочной экспедиции КГУ.

В статье привлекается материал по разрезам рек Б. Пит, Вороговка, Сухой Пит, Татарка, Петрищева, Погромная, Меркуриха, Рудиковка, Рассоха /Приенисейская структурно-фациальная зона/, Ангара, Иркинеева и Верхотуровский профиль /Каменная зона/, Горбиллох, Магдакок /Горбиллохская зона/, по горбиллохской, удерейской, погорийской, карточки, аладьинской, потоскуйской, шунтарской и киргитской свитам. Ниже приводится литологическая характеристика, в основу которой положены петрографические исследования разновидностей пород по перечисленным разрезам, а также минеральный и химический состав глинистого вещества и его рентгенографические особенности, на основании которых делается заключение о степени вторичных преобразований и ряд других выводов.

Литологическая характеристика

Разрез бассейна р. Горбиллох Сухопитская серия Горбиллохская свита

Породы свиты обнажены по р. Горбиллох ниже устья р. Талой. Они относятся к серицит-кварц-хлоритовым сланцам /филлитам/ и сложены главным образом хлоритом, серицитом, кварцем. К минеральным примесям относятся магнетит, пирит и развивающиеся по ним гидроокислы железа. Содержание магнетита в отдельных случаях приближается к 10%.

Текстура пород микроскопическая, микролинзовиднополосчатая, сланцеватая, структура лепидогранобластовая, порфириобластовая, сегрегационная. К сегрегационным выделениям серицита обычно приурочены магнетит и пирит. Порфириобласти представлены магнетитом, пиритом, мусковитом /фенгитом/, хлоритом. Основная масса породы тонкозернистая - размер минеральных зерен колеблется в пределах от 0.015 до 0.08 мм, размер порфириобластовых выделений на порядок выше. Сланцеватость обусловлена ориентированным расположением чешуек серицита и хлорита. Директивное направление сланцеватости совпадает с сегрегационной полосчатостью. Но кроме этого направления под микроскопом обычно устанавливается еще одна, но менее четко проявленная ориентировка уже только серицитовых чешуек, что отражает воздействие косонаправленных к полосчатости стрессовых напряжений.

Глинистая фракция пород горбиллохской свиты сложена гидрослюдой, железистым и магнезиально-железистым хлоритом. Имеется примесь полевых шпатов и кварца /см. табл. I/.

Удерейская свита

В районе бассейна р.р. Горбиллох - Талая, Б. Каченда свиты сложена тонкослоистыми филлитами с горизонтами и линзами известковистых алевролитов. Микроскопическое исследование пород удерейской свиты показало, что среди них преобладают серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы с

примесь алевроитового материала. Обычно породы микрослоисты из-за неравномерного распределения алевроитового материала и углеродистого вещества. Всегда наблюдается сланцеватость, обусловленная четкой ориентировкой чешуек серицита. Сланцеватость в большинстве случаев совпадает со слоистостью. Главным минералом описываемых сланцев является серицит, в незначительных количествах встречаются иллит, хлорит. Большая часть кварца имеет обломочное происхождение. Карбонаты в изученном разрезе свиты распределены неравномерно, содержание их редко превышает 10%. Они представлены кальцитом, сидеритом и образуют в породе отдельные ромбоэдрические зерна или обособленные агрегаты мелких зёрен.

Также как и в горбилковской свите, глинистое вещество пород удерейской свиты состоит из гидрослюда и хлорита. Следует отметить, что хлориты по составу преимущественно магниезально-железистые, присутствуют полевые шпаты и кварц /табл. 2/. Химический состав глинистого вещества пород

Т а б л и ц а I
Минеральный состав глинистого вещества пород
горбилковской свиты

№№	№ обнажения или скважины	Место взятия	Минеральный состав
I	702-3	р. Горбилков	г-с, хл-Fe, кв.
2	702-24	"-	г-с, хл.-Fe, Mg, пол.ш.
3	702-39	"-	г-с, хл-Fe, пол.ш., кв.

Условные обозначения
к таблицам I, 2, 4, 6, 9,
12, 15:

г-с - гидрослюда,
гидр. - гидратированная
с-с - смешаннослойные
хл - хлорит
хл-Fe - хлорит железистый
хл-Fe, М - хлорит магниезально-железистый
кл - каолинит,
монт - монтмориллонит,
пир - пирофиллит,
пол.ш. - полевые шпаты,
кв - кварц
гёт - гётит

Минеральный состав глинистого вещества пород Т а б л и ц а 2
удерейской свиты

№№	№ обнажения или скважины и образца	Место взятия	Минеральный состав
I	703-I	р. Горбилков	г-с, хл-Fe, пол.ш., кв.
2	703-22	"-	г-с, хл.-Fe, Mg, пол.ш. кв.
3	I702-2	"-	г-с, хл-Fe, Mg, пол.ш., кв.
4	I702-I	"-	г-с, хл-Fe, Mg, пол.ш. кв.
5	I703-I	"-	г-с, хл-Fe, Mg, пол.ш. кв.

удерейской свиты показан в таблице 3, из которой следует, что содержание кремния, алюминия, титана, калия, кальция и магния находится в пределах, обычных для гидрослуд. Количество натрия значительно превышает средние значения. Содержание железа повышено за счет хлорита.

Погорьйская свита

В разрезах ниже устья р. Б. Каченда свита сложена зеленовато-серыми и темносерыми глинистыми сланцами с прослоями светлосерых кварцитов /мощностью до 10 м/ и многочисленными линзами и пачками темносерых алевролитов, известковистых в верхней части разреза.

По данным микроскопических исследований это — кварц-серицит-хлоритовые сланцы, алевролитистые. Алевролитовая примесь /5-25%/ мелко-среднезернистая, распределена неравномерно, в виде пятен, свилей, чаще образует волнистослоистые прослои, где плохо окатанные зерна кварца погружены в хлорит-серицитовую /гидрослудистую/ массу неравномерно раскристаллизованную. Некоторые прослои обогащены магнетитом /до 10%/ и окисленным сидеритом. В основной массе наблюдаются порфиробласты, представляющие собой пакеты чередования хлорита с реликтами гидрослуды, располагающиеся перпендикулярно слоистости. Хлориты иногда имеют вермикулитообразное строение.

Глинистое вещество пород погорьйской свиты сложено гидрослудой и хлоритом. В некоторых образцах хлорита содержится мало. Хлориты представлены магнезиально-железистыми разновидностями. Присутствуют полевые шпаты и кварц /табл. 4./.

В химическом составе глинистого вещества погорьйской свиты в районе г. Горбилек относительно состава удерейской свиты, отмечается некоторая тенденция уменьшения содержания кремния, алюминия и кальция /табл. 3/.

В разрезах Каменной зоны /р.р. Иркинеева, Ангара/ глинистое вещество погорьйской свиты имеет более разнообразный минералогический и химический состав /табл. 4,5/. Гидрослуда в большей части представлена смешаннослойными разновидностями. Хлориты магнезиально-железистые составляют незначительную часть глинистой фракции, а хлориты железистые содержатся в равных с гидрослудой количествах или даже превышают её. В разрезе А-29 в глинистом веществе появляется монтмориллонит. Во многих исследованных образцах присутствуют полевые шпаты и кварц. Содержание Na_2O лишь в единичных образцах превышает 1% и достигает 2%, для большей части исследованных образцов оно находится в пределах 0,1-0,9%. В некоторых образцах количество SiO_2 50%, содержание Al_2O_3 30%, примерно половина исследованных образцов содержат Al_2O_3 25%. Содержание железа в среднем высокое и колеблется в широких пределах /4-14%/.

Свита карточки

Обнажается по правому берегу р. Горбилек ниже устья р. Б. Каченда. Разрез свиты представляет собой переслаивание глинистых известняков и известковистых сланцев. Известковистые сланцы сложены кальцитом, серицитом, гидрослудой, углеродистым веществом. Среди тонкозернистой массы неравно-

Т а б л и ц а 3

Химический состав глинистого вещества пород бассейна р. Горбылок

№ обр.	Свита	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
I763-I	Киргитей- ская	0.32	2.64	0.028	56.00	0.12	2.14	21.50	1.35	1.25	5.30
I763-I4		0.51	3.08	0.024	50.00	0.04	1.53	26.50	0.40	0.10	4.80
I764-5а	"-	0.90	3.40	0.021	51.00	0.02	1.15	21.40	0.46	0.10	3.35
I764-8	"-	0.94	4.98	0.024	50.00	0.08	2.40	17.80	0.57	н/об	14.00
I766-I	"-	0.44	2.48	0.032							
2I-I	"-	1.20	5.37	0.028	50.50	0.02	1.53	26.25	0.52	0.15	4.25
2I-6	"-	0.67	5.09	0.028	55.00	0.07	1.82	23.80	0.52	0.25	5.15
I766-I2	"-	0.59	3.00	0.024	47.50	0.04	1.37	21.80	0.27	н/об	4.61
I2-I4	"-	0.24	6.33	0.028	49.00	0.11	2.74	18.00	1.75	0.25	10.10
I2-5	"-	1.00	4.84	0.028	52.50	0.05	1.34	20.00	0.50	0.10	4.70
I2	"-	0.14	5.47	0.015	55.50	0.02	1.26	19.60	1.27	н/об	3.80
9-I	Шунтар- ская	0.26	4.62	0.015	58.00	0.01	1.76	15.90	1.00	н/об	4.57
9		0.86	4.70	0.015	55.00	н/об	1.38	18.00	1.20	н/об	2.50
8-7	"-	0.30	3.24	0.009	65.00	н/об	0.41	12.60	0.85	0.10	5.55
8-5	"-	0.57	4.57	0.015	57.25	0.10	1.30	16.60	1.70	0.10	1.80
6-I3	"-	0.07	5.00	0.021		0.05	0.70	16.35	2.60	0.10	2.15
6-2	"-	0.16	3.96	0.021	48.00	0.03	0.83	17.30	1.10	н/об	14.30
6	"-	1.85	3.10	0.039	49.00	0.09	1.41	20.00	0.90	н/об	5.87
5-II	"-	0.30	2.84	0.059	40.00	0.06	1.84	16.90	4.50	0.10	18.10
5-3	"-	0.48	5.00	0.024	54.50	0.04	1.28	20.75	1.10	н/об	3.35
4-4	"-	0.59	4.00	0.041	52.00	н/об	1.20	21.00	1.35	н/об	5.20

№ обр.		Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
3-8	Потоскуй-	0.15	3.01	0.041	41.00	0.10	1.54	14.10	3.00	0.30	20.00
3-5	ская	1.08	3.74	0.034	49.30	0.32	1.58	16.80	1.10	0.22	14.00
2-8	"	0.62	3.79	0.041							
1758-1	"	1.62	5.12	0.033	53.50	0.10	2.82	20.00	1.50	1.10	4.30
1751-7	"	0.91	2.71	0.038	40.00	0.06	1.41	21.00	0.80	0.10	13.56
706-32	"	0.38	5.16		49.00	0.12	1.36	27.00	1.62	0.42	8.36
706-8	"	0.46	5.48								
1752	Аладьин-	0.24	2.67	0.038	48.00	0.06	2.76	14.90	3.90	н/об	14.50
1752-1	ская	0.18	5.60	0.052	46.00	0.01	3.54	16.50	4.50	0.15	4.10
1752-3	"	0.29	6.40	0.056	51.50	0.06	2.08	16.40	4.70	0.04	2.80
1704-1	Карточ-	1.02	5.82	0.040	50.00	0.07	1.34	23.25	3.80	0.5	7.12
1704-2	ки	2.46	3.67	0.028	60.00	0.02	0.70	16.05	1.76	0.15	4.90
1704-4	"	2.10	4.72	0.038	52.50	0.02	0.46	16.50	2.42	н/об	7.10
1755-5	Погорий-	2.05	3.96	0.040	45.00	0.02	0.41	25.00	1.10	0.15	7.55
1755-2	ская	1.12	6.48	0.038	48.50	0.03	1.38	20,20	1.72	0.10	6.12
1754-4	"	1.04	6.48	0.032	47.00	0.02	0.60	19.00	1.20	0.40	12.00
703-22	Удерей-	1.46	5.05	0.028							
1702-2	ская	1.98	4.49		48.00	0.05	0.42	27.30	1.10	0.27	6.57
1702-1	"	0.18	5.52		49.00	0.09	0.60	23.25	2.42	0.43	9.50
1703-1	"	1.73	5.16		48.00	0.12	0.62	21.30	1.70	0.63	9.08

мерно распределены обломки кварца, редко полевого шпата алевритовой размерности. Кальцит распределен в породе также крайне неравномерно. Участками он перекристаллизован.

Т а б л и ц а 4
Минеральный состав глинистого вещества пород
погорийской свиты

№ пп	№ обозначения или скважины и образца	Место взятия	Минеральный состав
I	I755-5	р. Горбилук	г-с, хл-Fe, Mg, пол.шп., кв.
2	I755-2	"	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп.
3	I754-4	"	г-с, хл-Fe/мало/, пол. шп.
4	29-I	р. Иркинеева	г-с, с-с, монт, хл-Fe, Mg /мало/кв.
5	29-3	"	г-с, с-с, монт, хл-Fe, Mg, пол.шп. кв.
6	29-4	"	хл, Fe, Mg, монт, г-с, кв, пол.шп.
7	29-8	"	г-с, гидр., монт, хл-Fe, Mg, кв. пол.шпат.
8	29-9	"	г-с, с-с, монт, хл, кв.
9	29-II	"	г-с, с-с, монт, кв, пол.шп.
10	29-I2	"	г-с, с-с, монт, хл-Fe, Mg, кв., пол.шп.
11	29-I6	"	г-с, с-с, монт, кл.
12	30-I	"	хл-Fe, с-с /оч. мало/, кв.
13	30-6	"	хл-Fe, г-с, с-с.
14	30-I0	"	хл-Fe, г-с
15	30-I6	р.Иркинеева	хл-Fe, г-с, с-с
16	30-I8	"	хл-Fe, г-с, кв.

Микротекстура - полосчатая, прерывисто-полосчатая за счет послойного, линзовидного обособления карбонатного и хлорит-серицитового агрегатов. Скопления углеродистого вещества и единичные рудные зерна /спирит, гематит/ тяготеют к прослоям и линзовидным обособлениям хлорит-серицитового состава. Хлорит и серицит помимо основной массы встречается изредка и в виде порфиробластов и агрегатных выделений более крупнозернистых, чем в основной массе. Обломки кварца и плагиоклаза обычно имеют корродированную поверхность.

Глинистое вещество пород свиты карточки бассейна р.р. Горбилук, Магдакок состоит из гидрослюда, магнизиально-железистого хлорита с почти постоянной примесью полевых шпатов и кварца. В бассейне р. Иркинеева и в разрезе Верхотуровского профиля гидрослюда и магнизиально-железистый хлорит являются главными компонентами, встречается смешаннослойная гидрослюда, отсутствуют полевые шпаты /табл. 6/. Химический состав глинистого вещества пород свиты карточки заметно различен в разных структурно-фациальных зонах и даже в пределах одной зоны. Так, в районе р. Горбилук содержание K_2O находится в пределах от 3,7 до 5,8%, а в районе рек Иркинеева, Ангара в некоторых образцах оно снижается до 2%. Содержание Na_2O в Горбилукском разрезе очень высокое, таким же оно остается для некоторых образ-

Т а б л и ц а 5

Химический состав глинистого вещества пород погорьской свиты
бассейна рек Ангара, Иркинеева

№ обр. шт	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Ангара										
I-5	0.70	5.50	0.02	52.00	0.12	1.60	25.75	2.12	0.60	5.08
I-7	2.00	2.50	0.03	65.50	0.07	0.62	14.25	1.70	0.32	6.70
I-8	0.98	4.50	0.025	59.00	0.11	1.10	23.00	2.00	0.45	6.37
I-9	1.22	3.65	0.025	60.50	0.06	0.92	20.25	1.55	0.50	7.66
I-13	1.4	4.60	0.02	62.50	0.06	1.04	21.50	1.55	0.45	4.27
I-16	1.18	4.85	0.025	57.70	0.15	1.52	24.15	1.73	0.10	5.82
35-7	1.85	5.15	0.04	60.00	0.14	1.40	24.00	1.75	0.75	4.60
35-20	1.83	6.20		48.00	0.18	2.24	20.00	2.00	0.30	6.40
р. Иркинеева										
29-I	0.7	4.8	0.04	50.30	0.18	0.92	24.80	2.50	1.40	11.20
29-3	2.0	2.7	0.04	57.50	0.10	0.50	24.00	2.30	1.00	13.00
29-8	0.97	5.1	0.02	53.00	0.10	1.12	27.00	2.20	0.95	8.00
29-9	0.7	5.2	0.04	49.50	0.08	1.12	27.00	1.80	0.80	11.50
29-II	1.18	4.3	0.05	56.00	0.06	0.66	26.50	2.20	1.00	9.00
29-12	0.88	3.8	0.05	46.00	0.10	0.55	21.50	2.30	0.90	12.30
29-16	0.37	5.5	0.04	47.00	0.06	0.66	26.50	1.50	0.70	13.40
29-18	1.58	4.22	0.028	63.00	0.12	0.90	22.50	1.90	0.67	7.95
29-25	0.50	6.20	0.036	48.00	0.09	0.70	25.50	2.00	0.65	7.45
29-72	0.62	5.60	0.027	49.50	0.08	0.86	21.00	1.75	0.60	7.00
29-73	0.85	5.25	0.033	46.00	0.11	0.08	23.00	2.20	0.25	10.30
30-I	0.67	3.7	0.05	48.50	0.18	0.84	31.00	1.70	1.50	14.60

Продолжение таблицы 5

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Иркинеева										
30-5	0.1	6.3	0.05	45.50	0.08	1.02	30.30	2.20	0.70	3.90
30-6	0.4	4.7	0.05	44.50	0.04	0.40	18.40	2.80	0.80	14.40
30-13	0.68	4.9	0.03	56.00	0.14	1.02	27.50	2.30	1.00	11.80
30-22	0.38	6.44	0.033	50.00	0.09	0.83	20.00	1.70	0.20	5.95
30-26	0.69	5.04	0.030	47.00	0.11	0.92	33.50	1.70	1.20	9.70
30-50	0.14	6.80	0.030	45.00	0.10	0.81	36.00	1.01	0.95	9.35
30-56	0.21	5.38	0.043	49.50	0.09	0.61	28.50	1.80	0.55	12.10
30-38	0.42	4.10	0.044	53.00	0.14	0.48	24.50	1.87	1.05	14.50
30-47	0.20	5.38	0.036	46.75	0.17	0.34	26.50	2.45	0.60	11.10
30-44	0.18	5.63	0.039	46.00	0.13	0.64	34.00	1.60	1.30	10.70
30-42	0.10	5.30	0.033	45.00	0.09	0.24	26.75	1.65	0.60	9.00
30-45	0.07	4.10	0.033	48.50	0.20	0.04	18.25	2.20	0.15	11.60
30-19	0.54	5.46	0.033	43.00	0.14	0.70	17.20	1.55	0.50	7.50
30-57	0.18	4.35	0.033	52.50	0.06	0.92	25.00	1.25	0.50	6.75
30-58	0.18	6.38	0.033	39.50	0.09	0.76	19.90	1.35	0.15	7.90
30-49	0.28	6.00	0.028	45.50	0.12	0.30	22.90	1.20	0.50	8.00
30-33	0.33	5.12	0.028	48.50	0.12	0.47	24.50	1.45	0.70	9.90
30-24	0.37	6.26	0.035	43.50	0.11	1.08	25.30	1.57	0.50	7.75
30-48	0.21	5.60	0.035	52.50	0.14	0.26	26.00	1.30	0.60	8.25

цов Иркинеевского и Ангарского разрезов, но для большей части исследованных образцов содержание a_2O понижено в 2-3 раза относительно первых. Содержание K_2O лишь в некоторых образцах района рек Иркинеева Ангара снижает до 2-3%. Относительно нижележащих толщ в глинистом веществе свиты карточки количество кремния повышено, алюминия - понижено. Содержание железа колеблется в более широких пределах /табл. 3,7/.

Т а б л и ц а 6

Минеральный состав глинистого вещества пород сосновской /карточки + аладьинской/ свиты и степень постседиментационных изменений /А:В/ пород

№ п/п	№ обозначения или скважины и образца	Место взятия	Минеральный состав	А : В
1	2	3	4	5
Свита карточка				
I	3I80	Верхотуровский профиль	г-с, хл-Fe, Mg, кв, пол. шпат	2.0
2	3I78	"	г-с, хл-Fe, Mg, кв/ мало/	2.0
3	3I76	"	г-с, хл-Fe, Mg	1.9
4	3I75	"	г-с, хл-Fe, Mg	2.2
5	3I72	"	г-с, хл-Fe, Mg, кв	2.2
6	27-3	р. Иркинеева	г-с, хл, Mg, Fe, кв	
7	27-4	"	г-с, с-с, хл-Fe, кв	
8	27-5	"	г-с, хл-Mg, Fe, кв	
9	27-6	"	г-с, хл, Mg, Fe, кв	
10	28-4	"	г-с/гидр/, хл-Fe	
II	I704-4	р. Горбиллох	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп., кв.	
12	I704-2	"	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп., кв.	
13	I704-I	р. Горбиллох	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп.	
14	463-I	р. Магдокок	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп. кв.	
15	462-I	"	г-с	
16	73I	Верхотуровский профиль	хл. г-с, кл.	2.2
17	746-6	"	г-с, кл	4.1
18	360-I6/I/	"	г-с, хл.	3.3
19	366-I	"	г-с, хл.	3.0
20	36I-8	"	хл, кл	
Аладьинская свита				
21	6-I	Верхотуровский профиль	г-с, хл.	3.0
22	3I-I	р. Ангара	г-с, с-с, хл-Fe, кв., пол. шпат	
23	3I-5	"	г-с, кв /следы/	
24	6-2	"	г-с, хл-Fe, гем, кв.	
25	24-2	р. Иркинеева	г-с, кв	
26	I752-3	р. Горбиллох	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп. /мало/	
27	I752-I	"		

1	2	3	4	5
27	I752-I	—	г-с, хл-Fe, Mg	
28	I752	—	г-с, хл-Fe, Mg	
29	920-I	р. Магдокок	г-с, кв/мало/	
30	9I4-I	—	г-с, хл-Fe /мало/кв.	
31	ш-I92	—	г-с	
32	I55-I	—	г-с	
33	ш-I53	—	г-с	
34	3I2I-5	р. Б.Пит /сосновская свита/	г-с, монт.	4.0
35	3II8-2	—	г-с, кв.	5.0
36	3II8-3	—	г-с, хл/оч.мало/ кв.	4.0
37	3II8-4	—	г-с, хл/оч.мало/, кв.	3.1
38	3II8-7	—	г-с, кв.	3.1
39	3II8-8	—	г-с, кв. пол. шп.	3.2
40	3II8-9	—	г-с, кв.	3.4
41	3II0-IO	—	г-с, кв.	3.0
42	3II8-II	—	г-с, кв.	3.0
43	3II8-I2	—	г-с, хл-Fe, Mg, кв.	4.2

Аладьинская свита

Обнажается по правому берегу р. Горбылок ниже впадения в него р. Надькуль. Породы представлены доломитизированными известняками, известковыми доломитами и обломочными известняками. Характерной особенностью пород является широкое развитие процессов доломитизации и окварцевания.

Аладьинская свита в бассейне р. Магдокок, судя по микроскопическим описаниям, сложена массивными и микрослоистыми доломитами. Среди них отмечаются разности с пятнистой текстурой, обусловленной неравномерной перекристаллизацией.

Неперекристаллизованные породы обычно мелкозернистые, в перекристаллизованных участках размер зерен может достигать 0,6 мм. В шлифах постоянно отмечаются сечения стилолитовых поверхностей. Породы сложены главным образом доломитом. Около 1% составляет примесь кварца. Кальцит отмечается только в жилках совместно с доломитом. К стилолитовым поверхностям приурочены выделения глинистого вещества, гидрокислов железа.

Глинистое вещество пород аладьинской свиты сложено гидрослюдой и магнезиально-железистыми хлоритами. В отличие от хлоритов горбылокской, удерейской и погоруйской свит, хлориты аладьинской свиты в большей степени обогащены магнием. В некоторых образцах присутствуют полевые шпаты и кварц /табл. 6/. Химический состав глинистого вещества пород аладьинской свиты заметно отличается от такового нижележащих толщ. Содержание Na_2O находится в пределах от 0,1-0,5%, TiO_2 - от 0,7 до 3,5%, MgO от 3 до 10%. Из приведенного следует, что для аладьинской свиты характерно снижение содержания натрия и повышение содержания титана и магния /табл. 3,8/.

Постседиментационные изменения глинистого вещества в породах аладьинской свиты Верхотуровского профиля изучались на ограниченном материале и

Т а б л и ц а 7.

Химический состав глинистого вещества пород свиты карточки
бассейна р.р. Иркинева, Ангара

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Иркинева										
27-2	0.62	1.8	0.03	32.00	0.06	0.82	9.40	1.40	1.00	3.70
27-3	0.19	3.65	0.055	61.50	0.06	0.80	10.60	8.10	0.50	6.70
27-4	0.10	2.7	0.05	48.00	0.03	1.90	34.00	1.00	0.60	4.60
27-5	0.15	4.3	0.05	63.50	0.08	1.15	14.20	6.10	0.80	4.30
27-6	0.27	3.0	0.03	71.00	-	0.60	9.30	4.50	0.65	3.10
27-9	0.62	2.9	0.03	76.00	0.08	1.00	13.40	2.65	1.10	4.80
р. Ангара										
36-8	0.50	5.10	0.05	53.00	0.18	2.24	23.00	4.00	0.50	4.70
35-204	0.50	5.60	0.025	49.00	0.08	1.16	13.90	9.40	н/об	3.90
35-207	0.50	5.30	0.025	47.50	0.10	1.20	14.70	5.95	0.10	17.90
35-209	0.50	5.80	0.025	52.00	0.06	3.28	14.70	3.62	н/об	5.72
35-210	сл.	3.30	0.025	49.00	0.04	0.82	13.50	8.27	0.20	16.05
35-213	1.20	4.80	0.025	57.50	0.05	1.48	15.10	3.45	н/об	6,67
35-214	1.90	4.20	0.025	52.00	0.12	0.28	22.50	2.20	0.20	7.60
35-215	1.30	5.65	0.025	52.25	0.02	1.80	15.40	2.10	0.20	5.00
35-216	1.15	5.90	0.025	53.00	0.04	1.96	16.46	2.40	н/об	6.62

характеризуются изменениями на границе глубинного катагенеза и метакатагенеза. Интенсивные постседиментационные изменения установлены в известняках свиты карточки /А:В = 1,9-4,1/. Степень раскристаллизации гидрослюд свидетельствует, что имеют место изменения стадии начального, глубинного катагенеза метакатагенеза и начальный метаморфизм /табл. 6/. В нижнем течении р. Б. Пит /обн. ЗИ21/ постседиментационные изменения глинистых известняков основской свиты находятся на стадии метакатагенеза и начального метаморфизма. Глинистые известняки в обнажении ЗИ18 преобразованы до стадии глубинного катагенеза, метакатагенеза и начального метаморфизма. Величина А:В для данных пород колеблется в пределах от 3,0 до 5,0.

Тунгусийская серия
Потоскуйская свита

В бассейне р. Горбылок потоскуйская свита подразделяется на четыре пачки. Первая и наиболее мощная пачка представлена темносерыми глинистыми сланцами, в верхней части пачки появляются зелено-серые хлоритовидные сланцы. Их перекрывает вторая пачка серых кристаллических известняков, брекчиевидных, в средней части со строматолитами.

Третья пачка представляет собой переслаивание темносерых глинистых сланцев, вишневого цвета песчаников, кварцитов, хлоритовидных и алевроитоглинистых сланцев.

В верхней части потоскуйской свиты выделяется четвертая пачка серых, темносерых кристаллических известняков. Вблизи подошвы пачки отмечаются строматолиты.

Глинистые сланцы первой пачки представлены хлорит-гидрослюдистыми, хлорит-серицитовыми разностями, слоистыми, неяснослоистыми. В сланцах отмечается примесь обломочных зерен кварца алевроитовой размерности. В породах верхней части пачки появляется хлоритоид. Основная масса породы хорошо раскристаллизована.

Известняки второй пачки тонко-, микрокристаллические, обычно равномернозернистые и с зонами перекристаллизации вблизи трещин и стилолитовых поверхностей. Кроме кальцита в незначительных количествах присутствуют глинистое вещество, гидроксиды железа, сидерит, - все они приурочены обычно к стилолитовым поверхностям.

"Хлоритовидные" сланцы третьей пачки сложены главным образом хлоритом, гидрослюдой, серицитом, хлоритоидом. Нередко устанавливается примесь обломочного алевроитового материала, слагающего линзовидные прослои. Обломки представлены кварцем, редко полевым шпатом. Содержание хлоритоида колеблется в широких пределах. Текстура пород слоистая, сланцеватая. Основная масса раскристаллизована слабо. Песчаники, характерные для верхней части пачки - средне- или плохосортированные. Обломки представлены главным образом кварцем. Встречаются единичные зерна сфена, лейкоксена. Цемент регенерационный кварцевый или железистый поровый и пленочный. Граница соприкосновения зерен прямая иногда слегка извилистая.

Четвертая пачка сложена мелкозернистыми доломитистыми известняками /содержание доломита 5-10%. В шлифах часто наблюдаются сечения стилолитовых поверхностей. К последним обычно приурочены пленки глинистого ве-

Т а б л и ц а 8

Химический состав глинистого вещества пород аладинской свиты
бассейна р.р. Иркинева, Ангара

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Иркинева										
26-4	0.4	4.3	0.055	46.50	0.06	0.78	17.50	10.40	0.70	10.60
28-4	0.1	6.0	0.05	62.00	0.08	1.08	21.50	3.80	0.80	4.20
28-7	0.57	2.4	0.03	70.00	0.18	1.00	11.00	2.90	1.20	13.20
р. Ангара										
2-1	0.10	3.35	0.05	53.50	0.07	1.24	20.50	4.32	0.37	5.70
2-8	0.20	7.4	0.03	63.50	0.10	0.73	22.00	3.75	0.70	1.70
6-4	0.12	6.4	0.04	57.50	0.10	1.56	23.80	7.10	0.57	3.82

щества, здесь же наблюдаются ромбоэдри сидерита. В породе встречаются редкие зёрна кварца и мусковита.

В пределах потоскуйской свиты разреза р. Горбилок минеральный состав глинистого вещества довольно изменчив. Нижние горизонты первой пачки по составу глинистой фракции близки к нижележащей аладынской свите. Глинистое вещество сложено гидрослюдой и магниезально-железистым хлоритом. В средней части первой пачки присутствует каолинит. В направлении к кровле пачки наблюдается уменьшение доли хлорита в глинистой фракции до полного его исчезновения. Глинистое вещество второй пачки сложено гидрослюдой и гетитом. Третья пачка в нижней части в составе глинистого вещества содержит гидрослуду и железистый хлорит, в верхней части — гидрослуду, каолинит, пирофиллит, железистый хлорит и смешаннослойные минералы. Глинистая фракция пород четвертой пачки сложена только гидрослюдой. Кварц и полевые шпаты в виде примеси в глинистой фракции присутствуют в первой и третьей пачках /табл. 9/.

Т а б л и ц а 9

Минеральный состав глинистого вещества
и степень постседиментационных изменений пород /А:В/
потоскуйской /красногорской + джурской/ свиты

№ пп	№ обозначения или скважины и образца	Местоположение и глубина в скважине	Минеральный состав	А:В
1	2	3	4	5
I	3-3	р. Горбилок /потоскуйская свита/	г-с	
2	3-5	"-	г-с	
3	3-4	"-	кл, г-с, с-с	
4	3-2	"-	г-с, пир, хл-Fe, кв. кл./мало/	
5	2-8	"-	г-с, хл	
6	I758-I	"-	г-с, хл-Fe, пол. шп. кв.	
7	I757-3	"-	г-с, гёт	
8	I75I	"-	г-с, пол. шп.	
9	I75I-7	"-	г-с, хл-Fe	
10	706-32	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл. кв.	
11	706-8	"-	г-с, хл. Fe-Mg, кл. кв.	
I2	скв. 49к-I	р. Вороговка /потоскуйская свита	г-с, хл/мало/	
I3	"- -3	"- I25		
		"- I40	г-с, хл-Fe/мало/	3,0
I4	"- -5	"- I53	г-с, хл-Fe, Mg	4,0
I5	"- -7	"- I96	г-с, хл/оч.мало/	3,4
I6	"- -10	"- 212	г-с	4,1
I7	"- -12	"- 224	г-с, хл-Fe /мало/	4,0
I8	скв. 49к-I5	р. Вороговка /потоскуйская свита/240	г-с, хл-Fe /мало/	4,0
I9	"- -16	"- 250	г-с,	3,5
20	"- -18	"- 289	г-с,	3,4
21	"- -22-	"- 307	г-с,	3,6

Продолжение таблицы 9

22	45к-I	р. Вороговка /потоскуй- ская свита/ 10	г-с, хл-Fe, Mg	3,9
23	"- 2	"- 25	г-с, хл-Fe	3,0
24	"- 3	"- 70	г-с, хл-Fe	2,8
25	"- 4	"- 190	г-с, хл-Fe, Mg	2,8
26	44-5	р. Гис /потоскуйская свита/	г-с, хл-Fe, Mg	2,3
27	44-II	"-	г-с, пол. шп.	1,6
28	46-28	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл	
29	46-24	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл. кв.	1,7
30	46-I7	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл? кв. пол. шп.	2,0
31	23I7	р. Б. Пит /потоскуйская свита/	г-с, хл-Fe, Mg /оч. мало/	2,5
32	23I5	"-	г-с, хл-Fe, Mg	3,0
33	2320	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл.	2,8
34	232I	"-	г-с, хл-Fe, Mg	2,7
35	2322	"-	г-с, хл-Fe, Mg	3,2
36	23I9	"-	г-с, хл-Fe/оч. мало/	2,9
37	3II8-I5	"-	г-с, пол. шп.	2,4
38	3II8-I6	"-	г-с, хл /оч. мало/	3,3
39	225I	"-	г-с, хл-Fe, Mg	4,0
40	2254	"-	г-с, хл-Fe, Mg	2,3
4I	2255	"-	г-с, хл-Fe, Mg	3,1
42	2256	"-	г-с, хл-Fe, Mg	3,3
43	2257	"-	г-с, хл-Fe, пол. шп.	3,2
44	2260	"-	г-с, пол. шп.	3,3
45	3I54	Верхотуровский профиль	г-с, кл.	2,4
46	3I55	/красногорская свита/	кв, г-с	2,1
47	3I58	"-	кв, г-с	1,7
48	3I60	"-	кв, г-с, кв.	2,0
49	3I6I	"-	г-с, кв.	2,4
50	3I64	"-	г-с, кв, кв.	2,3
5I	3I69	"-	г-с, с-с, кв. кв.	2,2
52	I2-I	"-	г-с, кв, хл-Fe, кв.	2,1
53	I2-2	"-	г-с, кв, хл-Fe, кв. пол. шп.	2,5
54	I0-I	"-	кв, г-с /мало/	1,8
55	I0-2	"-	г-с, шп, кв	3,1
56	I0-3	"-	г-с, кв, пол. шп.	2,0
57	9-I	"-	кв, г-с, пол. шп.	2,0
58	I0-4	"-	г-с, хл-Fe, кв. пол. шп.	2,5
59	9-2	"-	г-с, кв. кв.	2,4
60	7-I	"-	кв. г-с, кв.	2,7
6I	7-2	"-	кв. г-с, кв.	1,8
62	I22-3	Верхотуровский профиль /джурская свита/	хл-Fe, Mg, г-с, монт.	2,5
63	I23-3	"-	кв, хл-Fe, г-с	2,0
64	I23-5	"-	хл-Fe, Mg, кв, г-с, монт.	1,7
65	I20-I	"-	хл, Fe, Mg, кв	
66	I20-2	"-	хл, Fe, Mg, г-с, монт. /мало/	2,8

1	2	3	4	5
67	I2I-I	Верхотуровский профиль /джурская свита/	хл-Fe, Mg, кл	
68	I7-2	"-	г-с, хл-Fe, монт, кв	2,5
69	I7-3	"-	г-с, хл-Fe, Mg, монт. кв.	1,8
70	I7-2/2I/	"-	г-с, хл-Fe, Mg	4,0
71	I6-I	"-	г-с	2,8
72	I6-2	"-	г-с, кл, кв	3,1
73	I6-3	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл /мало/ кв	2,7
74	I4-I	"-	хл-Fe, Mg, г-с, кл. пир	4,0
75	A-3-7	р. Ангара /красногорская свита/	кл, г-с, монт, кв.	
76	C-7-I	р. Ангара	г-с, кл, гет, кв.	3,3
77	C-7-4	"-	кл., г-с	2,3
78	C-7-6	"-	г-с, кл, хл /мало/	2,8
79	C-7-8	"-	кл, г-с	2,7
80	C-7-10	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кл.	3,5
81	C-7-11	"-	г-с, кл.	2,2
82	C-7-12	"-	г-с, кл.	3,0

щества, здесь же наблюдаются ромбоэдри сидерита. В породе встречаются редкие зёрна кварца и мусковита.

В пределах потоскуйской свиты разреза р. Горбилон минеральный состав глинистого вещества довольно изменчив. Нижние горизонты первой пачки по составу глинистой фракции близки к нижележащей аладинской свите. Глинистое вещество сложено гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. В средней части первой пачки присутствует каолинит. В направлении к кровле пачки наблюдается уменьшение доли хлорита в глинистой фракции до полного его исчезновения. Глинистое вещество второй пачки сложено гидрослюдой и гетитом. Третья пачка в нижней части в составе глинистого вещества содержит гидрослюду и железистый хлорит, в верхней части - гидрослюду, каолинит, пирофиллит, железистый хлорит и смешаннослойные минералы. Глинистая фракция пород четвертой пачки сложена только гидрослюдой. Кварц и полевые шпаты в виде примеси в глинистой фракции присутствуют в первой и третьей пачках /табл. 9/.

В верховье р. Вороговки в разрезе скважины 49 глинистое вещество потоскуйских сланцев и песчаников состоит в основном из гидрослюды, хлорита преимущественно железистого, который присутствует в незначительных количествах. В некоторых образцах исследованных пород глинистая фракция сложена только гидрослюдой. В образцах скважины 45 гидрослюда составляет большую часть глинистой фракции. Хлорит-железистый и магнезиально-железистый присутствует в несколько большем количестве, чем в скважине 49. В разрезе нижнего течения р. Б. Пит глинистое вещество сланцев также состоит из гидрослюды и магнезиально-железистого и железистого хлорита. Для большей части исследованных образцов гидрослюда является главным ком-

понентом, в некоторых — единственным из глинистых минералов.

В разрезах Верхотуровского профиля и р. Ангары глинистое вещество пород красногорской свиты сложено в значительной мере каолинитом и гидрослюдой. Присутствуют смешаннослойные разновидности гидрослюды, железистый хлорит, пирофиллит и монтмориллонит. В джурской свите этих разрезов гидрослюда является преобладающим компонентом, в большей части образцов содержится магнезиально-железистый хлорит. Каолинит присутствует в качестве примеси, но иногда является преобладающим минералом. Отмечается примесь полевых шпатов и кварца.

В породах потоскуйской свиты бассейна р. Тис глинистое вещество сложено гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. В некоторых образцах присутствует каолинит, кварц, полевые шпаты.

Химический состав глинистого вещества пород потоскуйской свиты разных структурно-фациальных зон показан в таблицах (3, 10, 11) из которых следует, что содержание химических компонентов колеблется в широких пределах. Содержание H_2O для большей части исследованных образцов не превышает 0,5%, в отдельных образцах отмечается содержание её 1%. Количество K_2O в общем для свиты среднее, встречаются образцы, содержащие 0,7–1,9% окиси калия. В образцах красногорской свиты Каменской зоны содержится много окиси алюминия / 30%/. Для джурской свиты характерно высокое содержание MgO /до 29%/. Содержание железа для всех структурно-фациальных зон колеблется в широких пределах. Глинистое вещество разреза р. Горбилон характеризуется довольно ровным содержанием K_2O /3–5%/, количество MgO здесь не превышает 3%.

В Приенисейской зоне в районе верховья р. Вороговки /скв. 49/ нижние горизонты потоскуйской свиты преобразованы весьма интенсивно. По составу глинистого вещества определяется зона метагенеза и начального метаморфизма. Величина А:В находится в пределах от 3 до 4,1. В меньшей степени постседиментационными изменениями затронуты породы разреза скважины 45. Здесь они находятся на границе глубинного катагенеза и метагенеза. Величина А:В равна — 2,8–3,9 /табл. 9/. Постседиментационные изменения изученных пород по р. Тис менее значительны по сравнению с вышеописанными и не превышают стадию глубинного катагенеза /А:В = 1,6–2,3/. В глинистых углеродистых сланцах нижнего течения р. Б. Пит /обн. 2315–2322/ эпигенетические изменения находятся на стадии глубинного катагенеза и метагенеза /А:В = 2,5–3,2/. Более сильно изменены участки, близкие к прослоям вулканогенных пород. Несколько выше по течению /обн. 3118, 2251–2260/ в самых низах разреза постседиментационные изменения тех же сланцев находятся на стадии глубинного катагенеза, а в верхней части — на границе метагенеза и начального метаморфизма.

В Каменской зоне в районе устья р. Аладьяна глинистые сланцы потоскуйской свиты характеризуются эпигенетическими изменениями стадии глубинного катагенеза и метагенеза /табл. 9/.

Джурская свита характеризуется постседиментационными преобразованиями различной интенсивности. Величина /А:В = 1,7–4,0/, характеризующая раскристаллизованность гидрослюды, показывает, что эти изменения относятся к стадии начального, глубинного катагенеза и метагенеза /табл. 9/. Наиболее преобразованным является горизонт переслаивания глинистых сланцев с песчаниками. Глинистое вещество пород красногорской свиты в боль-

Т а б л и ц а 10

Химический состав глинистого вещества
 пород потоскуйской свиты
 бассейнов рек Горбилок, Вороговка

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Горбилок										
3-8	0.15	3.01	0.041	41.00	0.10	1.54	14.10	3.00	0.30	20.00
3-5	1.08	3.74	0.034	49.30	0.32	1.58	16.80	1.10	0.22	14.00
1758-1	1.62	5.12	0.032	53.50	0.10	2.82	20.00	1.50	1.10	4.30
1751-7	0.91	2.71	0.038	40.00	0.06	1.41	21.00	0.80	0.10	13.56
706-32	0.38	5.16	-	49.00	0.12	1.36	27.00	1.62	0.42	8.36
р. Вороговка										
СКВ. 49к-2	0.46	6.9	0.02	43.50	0.05	1.90	27.00	1.10	0.30	6.10
СКВ. 49к-3	0.96	6.7	0.02	42.50	0.03	0.78	19.80	0.45	0.15	5.70
"-4	0.76	5.9	0.02	43.00	0.10	0.89	28.00	1.27	0.30	6.00
"-5	0.76	6.0	0.02	56.00	0.08	1.20	28.80	1.33	0.46	5.05
"-7	0.9	7.5	0.02	40.00	0.07	1.16	27.80	0.55	0.25	4.80
"-8	1.06	7.7	0.02	40.00	0.03	1.40	29.50	0.65	0.25	4.40
"-9	0.96	7.9	0.02	39.50	-	1.38	24.60	0.45	-	5.75
"-10	0.76	7.3	0.02	45.00	0.06	1.10	24.80	0.70	0.30	6.80
"-II	0.39	4.8	0.02	43.00	0.12	0.89	28.00	1.27	0.30	6.00
"-12	0.76	7.3	0.02	46.50	0.06	1.40	30.60	1.20	0.45	4.80
-/ I3	0.76	7.1	0.22	49.30	0.06	1.70	25.20	0.85	0.33	6.50
"- I4	0.76	7.3	0.02	43.50	0.06	1.40	25.20	1.30	0.30	5.70
"- I5	0.66	7.3	0.02	43.50	0.02	1.40	24.00	1.10	0.20	5.80
"- I6	0.76	8.4	0.02	45.00	0.06	1.34	36.20	0.65	0.60	2.80
"- I7	0.76	7.2	0.02	39.00	0.05	0.82	22.00	0.40	0.30	7.63
"- I8	0.28	7.0	0.015	47.50	0.06	0.84	25.60	0.70	0.40	4.20
"- 20	0.32	7.6	0.03	48.00	0.08	0.66	26.00	1.05	0.55	4.10
"- 22	0.32	7.7	0.03	45.50	0.02	0.96	26.00	1.50	0.27	3.65
СКВ. 45к-1	0.66	5.9	0.02	48.50	0.10	1.30	24.80	1.20	0.23	4.10
"- 2	0.76	6.2	0.02	44.50	0.07	0.96	25.40	0.77	0.20	3.20
"- 3	0.66	6.5	0.02	55.50	0.04	1.96	28.60	1.25	0.40	2.31
"- 4	0.46	6.9	0.02	39.50	-	1.06	22.80	0.70	-	1.80
р. Б. Пят										
2320	0.28	6.0	0.03	48.75	0.09	0.98	18.20	2.00	0.25	6.25
2321	1.00	4.9	0.03	49.25	0.05	0.52	17.20	1.38	0.05	7.92
2322	0.38	7.2	0.03	49.50	0.06	0.61	19.90	1.00	0.18	5.28
2319	0.58	5.5	0.03	54.25	0.14	1.14	17.65	1.38	0.50	3.90
3118-15	1.7	3.8	0.01	55.00	0.03	2.04	16.00	0.90	0.30	2.75
2255	1.45	5.1	0.04	51.00	0.08	1.12	21.70	1.23	0.25	6.00
2256	1.35	5.7	0.05	47.25	0.12	1.16	18.90	0.56	0.35	6.45
2257	1.45	5.4	0.04	49.25	0.06	1.02	18.35	0.84	0.15	5.88
2260	1.1	7.0	0.03	58.00	0.03	1.60	25.48	0.70	0.50	4.50

Т а б л и ц а II

Химический состав глинистого вещества
пород потоскуйской (красногорской + джурской) свиты
Каменской зоны

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Ангара (потоскуйская)										
C-7-I	0.55	2.7	0.015	42.00	0.05	1.10	23.00	-	0.21	21.40
C-7-2	0.46	3.7	0.013	40.20	0.02	1.23	20.00	-	0.17	16.65
C-7-4	0.39	2.2	0.013	36.50	0.05	0.78	20.40	-	0.30	19.50
C-7-6	0.66	2.9	0.013	47.00	0.05	1.78	26.60	-	0.35	13.73
C-7-8	0.66	2.8	0.013	48.00	0.09	1.96	27.00	0.10	0.50	13.20
C-7-II	0.88	3.4	0.013	64.00	0.08	2.16	27.00	0.20	0.50	0.70
C-7-12	0.46	3.0	0.013	45.00	0.04	1.36	24.00	7.80	0.40	0.60
Верхотуровский профиль /красногорская свита/										
I2-I	0.2	5.4	0.02	46.50	0.03	1.89	27.40	0.60	0.30	3.35
I2-2	0.45	2.6	0.02	44.30	-	1.20	29.00	0.73	0.40	13.80
I0-I	0.025	0.48	0.005	40.0	0.03	0.67	27.00	0.45	0.33	4.80
I0-2	0.45	3.00	0.09	43.50	0.03	1.80	30.20	0.40	0.50	0.90
I0-3	0.7	1.25	0.09	45.00	0.03	1.18	29.40	0.50	0.30	6.40
9-I	0.88	1.9	0.02	44.00	-	1.44	24.00	0.20	0.30	7.43
I0-4	1.25	3.5	0.035	55.00	-	1.90	27.80	1.00	0.30	3.70
9-2	0.45	2.7	0.02	44.00	0.02	0.66	22.00	0.30	0.30	19.40
7-I	0.4	1.8	0.005	47.00	0.06	1.46	24.00	0.40	0.30	11.00
7-2	0.28	1.95	0.02	44.50	0.03	1.36	27.40	0.32	0.27	9.95
Верхотуровский профиль /джурская свита/										
I20-I	0.15	0.75	0.03	45.00	0.12	0.99	15.00	29.50	0.50	5.30
I2I-I	0.08	0.15	0.01	41.60	0.14	0.50	16.60	29.00	0.55	6.00
I6-I	0.25	6.0	0.02	51.00	0.04	1.42	24.00	1.50	0.25	7.35
I6-2	0.03	3.45	0.02	53.00	0.06	0.52	29.20	1.55	0.60	10.30
I6-3	0.03	6.0	0.02	47.00	0.05	1.41	22.00	2.60	0.30	8.80

шей части исследованных образцов характеризуется изменениями стадии глубокого катагенеза и лишь в некоторых - метакатагенеза. В глинистых сланцах отмечаются участки, характеризующиеся изменениями стадии начального катагенеза /табл. 9/.

Шунтарская свита

Свита обнажается по р. Горбиллок ниже устья р. Рысь. Описываемая толща представляет собой переслаивание черных глинистых сланцев, известково-глинистых сланцев и глинистых известняков. Вверх по разрезу происходит увеличение доли доломитовых пород. Самые верхи разреза шунтарской свиты сложены глинистыми сланцами и алевролитами, среди которых, появляются редкие и маломощные прослои песчаников.

Глинистые сланцы из низов разреза шунтарской свиты обладают микро-

свилеватой текстурой и сложены хлоритом, серицитом, гидрослюдой со значительной примесью углеродистого вещества. В тонкозернистой массе крайне неравномерно распределены редкие обломочные зерна кварца. Скопления разобщенных зерен его образуют иногда вытянутые линзообразные участки; зерна имеют зубчатый контур. Выделения углеродистого вещества в виде "полос", "лент" и более изометричных по форме сгустков распределены также неравномерно. Порода пронизывается жилками кварцевого состава мощностью менее 1 мм; на контакте с жилками появляется серицит. К новообразованиям относятся также редкие чешуйки хлорита размером до 0.2 мм иногда в сростании с мусковитом и халцедоном.

В составе карбонатных и карбонатно-глинистых пород шунтарской свиты среди карбонатных минералов установлены доломит, кальцит, сидерит. Причем снизу вверх по разрезу соотношение карбонатов изменяется в пользу доломита. Если карбонатные прослои в низах свиты сложены более чем на 50% кальцитом и только на 10-20% доломитом, то в верхах разреза свиты в карбонатно-глинистых породах доломит составляет 50-70%, а кальцит встречается в виде единичных зерен. Широко проявлены в карбонатных породах процессы перекристаллизации и доломитизации.

В глинистых разностях пород наряду с карбонатами появляются серицит, гидрослюдистые минералы, хлорит, углеродистое вещество, в качестве второстепенных - пирит, халцедон, гидроокислы железа. В отдельных образцах встречаются редкие обломочные зерна кварца и очень редкие - плагиоклаза. Микротекстура пород обычно прерывисто-полосчатая, прерывисто-волнисто-полосчатая, в отдельных образцах наблюдаются стилолитовые швы. Выделения пирита обычно имеют халцедоновую оторочку.

Прослои алевритовых, алевритово-глинистых сланцев встречаются по всему разрезу. В виде обломков обычно присутствует кварц, редко полевые шпаты, биотит.

По р. Тис /Приенисейская структурно-фациальная зона/ разрез шунтарской свиты выделяются две подсвиты. Нижнешунтарская подсвита сложена в основном темно-серыми алеврито-глинистыми сланцами, в той или иной мере насыщенными хлоритоидом. В виде прослоев присутствуют глинистые сланцы, пестроокрашенные известковые и известковистые сланцы и тонкослойные известняки, углеродистые сланцы, кварцитовидные алевролиты. Подсвита может быть расчленена на три пачки: нижнюю - неяснослойную преимущественно глинистую, среднюю - слоистую алеврито-глинистую, верхнюю - пеструю, состоящую из глинистых сланцев и карбонатных пород. Но эти подразделения ограничены по простиранию, так как карбонатные и углеродистые горизонты в других пересечениях встречаются в нижней и средней части подсвиты. Мощность подсвиты 1300 м.

Верхнешунтарская подсвита характеризуется однообразным литологическим составом. В ней преобладают темно-серые, до черных алеврито-глинистые и глинистые сланцы, в различной степени насыщенные хлоритоидом с единичными прослоями кварцитовидных алевролитов. Мощность подсвиты не менее 350 м.

Кварц-серицит-хлоритоидные сланцы обладают сланцевой, реже неясно свилеватой текстурой, нематолепидобластовой, нематолепидогранобластовой структурой. Порода на 30-40% сложена хлоритоидом. Его коротко-призматические кристаллы ориентированы как вдоль сланцеватости, так и косо к ней.

Зачастую кристаллы хлоритоида образуют радиально-лучистые сростки. Величина кристаллов обычно не превышает 0,2–0,3 мм. Они иногда замещаются черным рудным минералом.

Связующая масса, на долю которой приходится около 60%, сложена кварц-серицитовым агрегатом, причем ориентировка чешуек слюды строго совпадает со слоистостью.

Кварц тонкозернистый, количество его от слоя к слою может меняться. Минерал либо образует рассеянную вкрапленность, либо выделяется в самостоятельные линзочки /величиной обычно до 0,2 мм/. Кроме того, некоторые более крупные /до 0,05 мм/ зерна кварца бывают приурочены к межзерновым пространствам нормально ориентированных к сланцеватости призм хлоритоида.

Серицит выделяется обычно в виде агрегатов, хорошо индивидуализированных листочков его не наблюдается. В некоторых сланцах наблюдаются тонкие согласные прожилки мелкозернистого кварца. Иногда обнаруживаются рассеянные округлые и удлиненные выделения размером /около 0,2 мм, сложенные незакономерно ориентированными листочками мусковита. В качестве акцессориев присутствуют эпидот, биотит, ставролит.

Изучен горизонт пестроокрашенных известковых сланцев, относящихся к нижнешунтарской подсвите. Сланцы состоят из серицита и хлорита, с примесью кварца, лейкоксена, рутила. В верхней части горизонта сланцы в отдельных пачках содержат до 70% хлоритоида. Карбонатный материал представлен кальцитом, в средней части разреза появляется марганцевые, железистые карбонаты.

Минеральный состав глинистого вещества пород шунтарской свиты разреза р. Горбиллок в нижней и верхней частях её различен. В нижней части преобладает гидрослюда, содержание хлорита колеблется в широких пределах. По составу хлориты относятся к магнезиально-железистым разновидностям, в некоторых образцах содержание магния в хлоритах весьма незначительно. В верхней части разреза шунтарской свиты в составе глинистого вещества пород содержится только гидрослюда, среди которой отмечаются гидратированные разновидности. В самых верхних горизонтах снова появляется хлорит в весьма малом количестве. В виде примесей в глинистом веществе пород нижней части разреза в некоторых образцах присутствуют полевые шпаты. Кварц отмечается тоже только в некоторых образцах по всему разрезу свиты /табл. 12/.

Глинистое вещество пород шунтарской свиты в разрезах обнажений /44, 46/ по р. Тис состоит главным образом из гидрослюда, магнезиально-железистого, а также железистого хлорита. Среди хлоритов преобладают железистые разновидности. В качестве примеси кварц присутствует почти везде, полевые шпаты – лишь в некоторых образцах. В разрезе Верхотуровского профиля состав глинистого вещества более разнообразен, по сравнению с разрезами рек Горбиллок и Тис. Здесь для большей части изученных образцов гидрослюда является главным компонентом. Однако в некоторых образцах преобладает каолинит. Хлорит /магнезиально-железистый/ присутствует не везде. В ряде образцов установлен монтмориллонит, пирофиллит иногда в значительном количестве гётит. Присутствуют кварц и полевые шпаты.

В химическом составе глинистого вещества пород шунтарской свиты разных структурно-фациальных зон имеются некоторые различия. В бассейне

Минеральный состав глинистого вещества
и степень постседиментационных изменений /А:В/
пород шунтарской свиты

№ пп	№ обозначения или скважины и образца	Глубина в скважине и местонахождение образца	Минеральный состав	А:В
1	9-I	р. Горбиллок	Г-с,	
2	9	"	Г-с, хл/мало/кв.	
3	8-7	"	Г-с, кв.	
4	8-5	"	Г-с, кв.	
5	7-I	"	Г-с, кв.	
6	6-13	"	Г-с/с-с?/ кв.	
7	6-2	"	Г-с	
8	6	"	Г-с, хл-Fe, Mg, кв. пол. шп.	
9	5-II	"	Г-с, хл-Fe, Mg, кл?	
10	5-10	"	Г-с, хл-Fe, Mg	
11	5-3	"	Г-с, хл/мало/, кв.	
12	4-4	"	Г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп.	
13	I27-I	Верхотуровский I60	Г-с, кл/мало/, кв.	2.6
14	I28-I	профиль 30	Г-с, хл-Mg, Fe	2.6
15	I25-I	" 8	Г-с, хл-Fe, Mg, шир, кв.	1.6
16	I25-2	" 206	Г-с, хл-Fe, Mg	3.5
17	I26-I	" 26	Г-с, хл, Fe, Mg, кл.	3.5
18	I26-2	" 74	Г-с, кл/мало/, пол. шп. —	3.0
19	I24-I	" I46	Г-с	2.3
20	I32-I	" 82	Г-с, пол. шп., кв.	2.5
21	I22-I ^a	"	Г-с, кл, кв., пол. шп.	2.1
22	I22-I ^б	"	Г-с, кл, кв.	1.9
23	I22 ^a	"	кл., гёт	
24	I23-I	"	кл, Г-с, кв.	1.8
25	3I86	"	Г-с, хл, Fe, Mg, кв.	2.2
26	3I84	"	Г-с, хл-Fe, Mg, монт, кв.	3.2
27	3I83	"	Г-с, хл-Fe, Mg	
28	3I81	"	Г-с, кл/мало/, кв, пол. шп.	1.8
29	44-I7	р. Тис	Г-с	2.7
30	44-I9	"	Г-с, хл-Fe, Mg, кв.	3.0
31	44-35	"	Г-с, хл-Fe, кв, пол. шп.	2.3
32	44-2I	"	Г-с, хл-Fe, Mg, кв.	2.8
33	44-49	"	Г-с, хл-Fe/оч. мало/, кв.	2.2

р. Горбиллок содержание Al_2O_3 обычно не превышает 20%, в разрезах реки Каменка и Верхотуровского профиля оно почти всегда больше 20%, достигая 28%. Еще более высокое содержание алюминия характерно для разреза р. Тис. Содержание магния в разрезе р. Тис является низким относительно разрезов р. р. Горбиллок, Ангара, Иркинеева и Верхотуровского профиля /табл. 3, 13, 14/.

Постседиментационные изменения глинистых сланцев и известняков шун-

Таблица 13

Химический состав глинистого вещества пород шунтарской свиты бассейна
р.р. Ангара, Каменка

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Ангара										
33-2	0.15	5.40	0.015	50.70	0.09	0.84	24.00	1.60	0.40	5.95
33-7	0.08	2.70	0.02	48.00	0.16	0.87	19.90	2.70	0.60	14.80
33-6	0.10	6.00	0.02	58.00	0.20	1.20	15.40	2.05	0.10	4.80
33-5	сл.	2.85	0.015	69.00	0.08	0.66	9.10	1.00	0.10	4.90
33-1	0.25	5.70	0.015	48.00	0.14	1.04	18.50	1.80	0.15	4.85
р. Каменка										
53-1	0.33	6.38	0.036	50.00	0.04	1.03	25.00	1.17	0.60	3.95
53-7	0.50	5.25		60.00	0.02	1.05	25.00	1.75	0.61	5.80
53-2	0.28	5.94	0.36	55.00	0.12	0.94	28.50	1.70	0.75	7.40
53-4	0.46	5.20	0.035	53.00	0.08	0.90	23.75	1.67	0.50	6.85
41-1	0.97	5.00	0.20	65.00	0.09	0.94	19.60	1.35	0.42	5.15
53-8	0.50	5.20		49.00	0.10	0.70	14.90	2.10	0.20	5.75
Верхотуровский профиль										
I27-1	0.40	5.60	0.050	47.50	0.05	2.00	16.20	1.85	0.10	3.80
I28-1	0.20	4.50	0.050	49.00	0.04	1.50	23.60	1.68	0.30	7.55
I25-2	0.80	5.00	0.070	50.00	-	2.40	21.00	1.40	0.10	3.03
I26-1	0.40	4.00	0.030	58.00	0.04	2.48	22.00	1.50	0.35	4.10
I26-2	0.68	4.90	0.030	50.00	-	2.40	20.40	1.20	0.20	2.70
I24	0.50	2.05	0.030	46.00	0.06	2.08	22.20	0.20	0.45	5.80
I32	0.40	6.30	0.020	56.00	0.03	1.59	23.60	1.10	0.30	2.70
I22 ^a	0.20	0.12	0.020	25.70	0.07	0.05	22.80	0.40	0.50	37.10
I22-1 ^a	0.40	3.15	0.020	47.00	0.02	4.00	26.00	0.63	0.40	3.70
I22-1 ^b	0.20	2.70	0.020	41.00	-	1.14	23.60	0.41	0.20	17.30
I23-1	0.25	4.50	0.020	59.00	0.02	1.24	22.00	0.90	0.30	4.00

Т а б л и ц а 14

Химический состав глинистого вещества пород шунтарской свиты
бассейна р. Тис

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MgO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
44-49	0.82	3.70	0.032	49.30	н/об	2.20	24.50	н/об	н/об	6.00
44-46	0.77	3.85	0.028	45.75	н/об	1.70	24.00	н/об	н/об	6.50
44-41	0.60	3.95	0.023	58.50	н/об	2.14	23.60	н/об	н/об	5.17
44-33	1.13	4.50	0.032	48.00	н/об	2.30	25.70	н/об	н/об	4.25
44-23	0.07	0.18	0.042	55.00	0.15	0.65	12.40	0.75	н/об	21.15
44-21	0.52	2.36	0.060	39.60	0.04	1.90	23.00	0.20	н/об	13.35
44-18	0.34	5.27	0.023	48.00	н/об	2.00	22.50	н/об	н/об	7.16
44-17	0.60	7.96	0.023	43.60	н/об	1.31	29.70	н/об	н/об	2.36
46-24	0.50	3.24	0.110	38.00	0.23	1.94	20.00	2.20	н/об	15.35
46-20				49.50	н/об	2.34	24.50	н/об	н/об	44.0

тарской свиты Верхотуровского профиля по данным рентгеноструктурного анализа, находятся на стадии начального катагенеза и метагенеза, величина $A:B$ колеблется в пределах от 1,6 до 3,5 /табл. 12/. В бассейне р. Тис эти изменения более равномерны и соответствуют стадии глубинного катагенеза $A:B = 2,2-3,0/$.

Киргитейская свита

Отложения свиты в нижнем течении р. Горбюлок подразделяются на шесть пачек.

Первая пачка включает в себе переслаивающиеся глинистые сланцы и алевролиты.

Вторая пачка представлена глинистыми сланцами с прослоями хлоритоидных сланцев, в верхней части пачки отмечается горизонт строматолитов. Карбонатные породы из низов разреза представлены тонкозернистыми доломитами с жилками перекристаллизованного доломита с единичными кристаллами кварца, кальцита и пирита.

Доломиты из строматолитового горизонта в значительной степени перекристаллизованы. Микротекстура их псевдобрекчиевая: неперекристаллизованные участки тонкозернистого доломита располагается среди перекристаллизованного агрегата его зёрен. Граница между разнозернистыми агрегатами резкая. Среди неперекристаллизованного доломита встречаются редкие кристаллы кварца. Глинистые сланцы описываемой пачки имеют серицит-хлоритовый, кварц-хлорит-гидрослюда-серицитовый состав с примесью хлоритоида и углеродистого вещества. Структура алевро-пелитовая, микротекстура — линзовидно-волнистая.

Третья пачка сложена главным образом чёрными хлоритоидными сланцами. В составе пород иногда отмечается значительное содержание карбонатного материала. Основная масса раскристаллизована в агрегат гидрослюда, хлорита, серицита.

Четвертая пачка представляет собой переслаивание кварцитов, хлоритоидных сланцев, глинистых сланцев, алевролитов.

Пятая пачка существенно карбонатная и представляет собой переслаивание доломитов, известняков и известково-глинистых сланцев. По микроскопическим описаниям известняки тонкозернистые, иногда с примесью глинистого вещества, местами перекристаллизованные. В породе нередко наблюдаются стилолитовые поверхности, к последним приурочены ромбоэдрические кристаллы сидерита, глинистое вещество и гидроокислы железа. Глинистые сланцы в верхах пачки практически не содержат карбонатов и обогащены алевролитовым материалом. Основная масса раскристаллизована в агрегат гидрослюда, серицита, хлорита, пирофиллита. Отмечаются кристаллы хлоритоида.

Шестая пачка сложена глинистыми сланцами с многочисленными прослоями хлоритоидных сланцев. В кровле пачки отмечается прослой светлых кварцитов. Судя по микроскопическим описаниям, в составе глинистых сланцев по-прежнему иногда кальцит и примесь алевролитового материала. Основная масса сложена гидрослюдой, серицитом. Обломки представлены, главным образом, кварцем.

В бассейне р. Тис киргитейская свита выделена впервые. /Приенисейская структурно-фациальная зона/. К ней отнесены пестрые по составу и фациально

изменчивые терригенно-карбонатные отложения, ранее включающиеся в этом районе частью в сосновскую, частью в потоскуйскую свиту. В разрезе по р. Тис нами был изучен олигомиктовый кварцевый горизонт, лежащий здесь в основании свиты. Юго-восточнее под ним залегает пачка известково-алевритово-глинистых сланцев с прослоями известняков, выклинивающая к северо-западу/.

Размер обломков кварцевого песчаника, составляющего гравелит, колеблется от 0,08 до 0,5 мм, преобладают обломки размером 0,25 мм. Состав обломков песчаника преимущественно кварцевый /85%, отмечаются также кварциты, кремнисто-слюдистые породы и песчаники. Цемент гравелита хлоритовидно-кварцево-серицит-гематитовый.

В разрезах бассейнов рр. Петрищевой, Погоромной, Татарки и Сухого Пята отложения киргитейской свиты разделяются на пять пачек. Исследовались породы первой, третьей и пятой пачек. Вторая и четвертая пачки не охарактеризованы. В первой пачке выделяются две разновидности известняков - тонкомелкозернистые и пелитоморфные. Размер зерен кальцита 0,01-0,06 мм. Текстура массивная и слоистая. Породы часто полосчатые за счет послойного распределения разнозернистых агрегатов кальцитовых и кварцевых зерен и обогащения отдельных прослоев тонкодисперсным глинистым веществом. Зерна кварца не превышают по размеру кальцитовые, располагаются неравномерно среди последних.

Породы рассечены трещинами в различных направлениях, которые выполнены главным образом кальцитом с примесью кварца /диаметр зерен 0,16-0,25 мм/. Иногда в глинистых известняках наблюдаются гальки, размером 5-10 мм, которые сложены тонкозернистым кальцитом, иногда с примесью зерен кварца. Гидрослюда присутствует в виде мелких чешуек /0,01-0,02 мм/, иногда обволакивая кварцевые и кальцитовые зерна.

Известняк пелитоморфный, обладает массивной текстурой, пелитоморфной структурой. Размер зерен в среднем 0,008 м. Разбит трещинами, выполненными крупнозернистым кальцитом /размер зерен 0,07-0,2 мм/. Зерна кварца встречены в трещинах и в основной массе. Иногда они достигают размера 0,07 мм в виде сростков, линз в известняке. Гидрослюда образует крустификационные каемки вокруг зерен кварца.

Песчаники кварцевые, мелкозернистые. Размер кварцевых зерен сильно варьирует от 0,02 до 0,4 мм, преобладают зерна размером 0,08-0,1 мм. Текстура массивная и беспорядочная. Зерна кварца имеют извилистые, зазубренные очертания, сильно корродированы карбонатным цементом. Сортировка их плохая. Кварц содержит большое количество включений - турмалина, циркона, слюды, черных рудных минералов. Большинство кварцевых зерен регенерированы, вдавлены друг в друга, образуют конформные структуры. Многие обладают волнистым погасанием. Часто кварц почти полностью замещается карбонатом, реликты его можно определить по форме карбоната и по каемке гидроокислов железа, некогда окаймлявших кварц. Цемент песчаников смешанного типа - базальный, порово-пленочный, регенерационный. По составу кальцитовый, слюдистый, кварцевый. Ширина каемок регенерации колеблется от 0,004 до 0,02 мм. Часто в цементе наблюдаются пирит в виде хорошо ограненных кубических кристаллов, шариков и тонкодисперсной массы.

Из акцессорных минералов встречаются циркон, турмалин /0,04-0,05 мм/, отмечаются также новообразования гидрослюда и кварца.

Третья пачка сложена мраморизованными и доломитизированными известняками, редко доломитами, феллитизированными глинистыми и известково-глинистыми сланцами с редкими прослоями метаморфизованных туффитов. В коллекции представлены только глинистые, тонкозернистые известняки и глинисто-известковистый, кремнистый и глинистый сланцы. Известняки глинистые пелитоморфные содержат доломит и примесь кварца. Структура пелитоморфная. Размер зерен менее 0,01 мм. Зерна кварца и слюды образуют скопления и линзы. Кварц нередко корродирован или почти нацело замещен карбонатом.

Сланец известково-глинистый с кварцем обладает сланцеватой текстурой бластопелитовой структурой. Обломочная часть представлена вытянутыми в направлении слоистости зернами кальцита и кварца. Присутствует большое количество тонкодисперсного углеродисто-глинистого вещества и тонкокристаллического пирита. Гидроокислы железа замещают кварцевые зерна. Порода разбита трещинами, выполненными более крупнозернистым /до 0,06 мм/ кальцитом.

К пятой пачке относятся наиболее распространенные так называемые "усть-ангарские известняки". По р. Погромной это серые и темносерые, слоистые и косослоистые, иногда доломитизированные глинистые, песчанистые углеродистые известняки с кремнистыми стяжениями и будинированными прослоями кварцевых песчаников, феллитизированных глинистых сланцев и алевролитов, линзами олигомиктовых песчаников. В основании их залегает невыдержанный горизонт метаморфизованных мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников. По материалам коллекции выделены пелитоморфные известняки и глинистые углеродистые их разновидности. Текстура пород массивная и сланцевая, местами пльчатая. Структура пелитоморфная и бластопелитовая. Порода разбита большим количеством трещин, выполненных крупнозернистым кальцитом и кварцем. Кварцевые обломки в виде примеси располагаются среди зерен кальцита.

В бассейне р.р. Рудиковки, Дворцовой "усть-ангарские известняки" сложены преимущественно темносерыми углеродистыми массивными известняками с прослоями темно-серых известково-глинистых сланцев, которые в низах свиты занимают доминирующее положение.

Известняки в коллекции представлены пелитоморфными тонкозернистыми и мелкозернистыми разновидностями. Пелитоморфные и тонкозернистые известняки сложены главным образом кальцитом, они содержат также единичные вкрапления кварцевых зерен, /0,01-0,25 мм/ и их агрегаты размером до 0,4 мм. Текстура массивная. Кроме кварца в известняках встречается пирит и минералы гидроокислов железа. Хлорит в виде тонких чешуек образует каемки вокруг кварцевых и кальцитовых зерен, иногда полностью замещая их. Породы рассеяны трещинами, выполненными кальцитом. Мелкозернистые известняки сложены кальцитом, чаще всего это зерна правильной формы с большим количеством полисинтетических двойников. Тесно прилегая друг к другу они образуют мозаичную структуру. Текстура неяснослоистая. Слоистость обусловлена распределением углеродистого вещества. Известняки перекристаллизованы. Наблюдаются отдельные участки гнездовидной перекристаллизации, размер зерен кальцита достигает 0,25 мм.

В известняках содержится кварц /до 10%/, который иногда образует линзочки, выполненные крупными /до 0,4 мм/ зернами. Кварц содержит пылеватые неопределимые включения, сильно корродирован карбонатом, хлоритом и гидрослюдой.

Хлорит неравномерно распределен по всей породе, образуя отдельные скопления, вместе с гидрослюда слагает крустификационные каемки вокруг зерен кальцита и кварца. Пирит образует единичные кристаллы кубической формы, размером до 0,5 мм.

Известковые сланцы — мелко- и тонкозернистые. Текстура их микрослоистая. Слоистость обуславливается послойным распределением глинистого и углеродистого вещества и вкраплений пирита. Сланцы содержат отдельные ромбоэдры доломита. Содержание доломита менее 10%. Кварц, очевидно, обломочного происхождения, присутствует в виде зерен. Он сильно корродирован кальцитом и хлоритом. Тем не менее встречаются хорошо окатанные зерна с тонкой железистой каемкой.

Хлорит обнаруживается в виде лучистых агрегатов бледнозеленого цвета, с низким двупреломлением. Гидрослюда ориентирована параллельно слоистости. Встречаются единичные зерна обломочного биотита бледножелтого цвета с заметным плеохроизмом.

Пирит распространен по всей породе в виде крупных кубических кристаллов, размером до 0,25 мм, а также в виде тонкой вкрапленности. Зерна пирита часто обрастают каймой, состоящей из кварца, хлорита и вытянутых зерен кальцита. Постседиментационные линзовидные образования сложены кальцитом и кварцем /размер зерен более 0,5 мм/.

В бассейне рек Сухой Пит, Меркуриха описаны так называемые "токминские известняки", они представлены темносерыми, серыми и светлосерыми глинистыми и углеродисто-глинистыми известняками, часто слоистыми, тонко- и мелкозернистыми, переслаивающимися с известково-глинистыми сланцами.

Тонкозернистые, пелитоморфные известняки по составу и строению близки "усть-ангарским". Структура тонкозернистая, реже алевропелитовая. Текстура массивная, сгустково-комковатая, слоистая за счет распределения углеродистого вещества. Порода на 85-90% состоит из кальцита /размер зерен менее 0,01 мм/.

Доломит образует в общей кальцитовой массе единичные ромбоэдры. Постоянна примесь кварца, достигающая в отдельных разностях /10-12%/. Обычно это мелкие /0,01-0,05 мм/ или крупные /0,25-0,4 мм/ зерна, сильно корродированные карбонатом и хлоритом, иногда полностью замещенные ими. Хлорит и гидрослюда присутствует во всех имеющихся образцах. Причем тонкие чешуйки гидрослюда почти всегда располагаются параллельно слоистости. Наблюдаются светло-желтые кристаллы биотита. Пирит образует пылеватые вкрапления и кристаллы /0,16-0,65 мм/, которые имеют нередко сложную кайму, состоящую из кварца, бледнозеленого хлорита и тонких вытянутых кристаллов кальцита. Имеются трещины, выполненные более крупными зернами кальцита /0,08-0,1 мм/.

Мелкозернистые "токминские известняки" аналогичны по составу тонкозернистым, они отличаются от последних только размером зерен.

Известковые сланцы нематобластовой структуры, сланцеватой и плейчатой текстуры сложены удлиненными зернами кальцита /0,016-0,03 мм/. Кварц, также как и кальцит, имеет вытянутую форму зерен, ориентированных вдоль сланцеватости. Иногда кварц вместе с крупнозернистым кальцитом и гидрокислами железа образует линзовидные включения в общей массе кальцита. В породе наблюдаются тонкие чешуйки новообразованного мусковита, располагающиеся по сланцеватости. Хлорит и гидрослюда развиваются по кальциту,

иногда полностью заменяя последний. Пирит образует округлые агрегаты и мелкие вкрапления.

Кварц-хлорит-известковые сланцы имеют волнистослоистую текстуру, слоистость подчеркивается распределением хлорита и глинистого вещества. Кварц располагается в породе неравномерно, уплощенные зерна его вытянуты вдоль слоистости, /размер зерен 0,16-0,68 мм и 0,02-0,04 мм/. Присутствует пирит и гидроокислы железа.

Минеральный состав глинистого вещества пород киргитской свиты разреза р. Горбылок заметно отличается от состава нижележащих свит. Значительную долю глинистой фракции здесь составляют гидрослюда и пиррофиллит. Железистый хлорит присутствует не в значительном количестве и не во всех образцах, в единичном образце отмечен монтмориллонит /?/. Имеются некоторые различия в составе глинистого вещества между пачками свиты. Так, в первой пачке /K₁/ содержится гидрослюда, каолинит и монтмориллонит. Вторая пачка /K₂/ характеризуется преобладанием гидрослюда, значительным содержанием пиррофиллита и в некоторых образцах присутствием железистого хлорита. В третьей /K₃/ пачке исследовался только один образец, глинистое вещество которого сложено гидрослюдой и пиррофиллитом. В четвертой пачке /K₄/ глинистое вещество сложено гидрослюдой, хлоритом, в некоторых образцах присутствует пиррофиллит. Пятая пачка /K₅/ характеризуется преимущественно гидрослюдистым составом. Хлорит и пиррофиллит отмечается в некоторых образцах в весьма незначительном количестве. В шестой пачке /K₆/ по сравнению с пятой содержание пиррофиллита более высокое /табл. 15/.

Т а б л и ц а 15

Минеральный состав глинистого вещества и степень постседиментационных изменений /А:В/ пород киргитской /серого ключа + дадыктинской/ свиты

№ пп	№ обозначения или скважины и образца	Местоположение	Минеральный состав	А:В
1	2	3	4	5
I				
1	I763-I	р. Горбылок	пир. г-с	
2	I763-I4	"	пир, г-с, хл-Fe/мало/	
3	I764-9	"	г-с, хл-Fe/мало/, кв.	
4	I764-8	"	г-с	
5	I764-5 ^a	"	г-с, пир, кв.	
6	I766-I	"	г-с, хл-Fe, кв.	
7	2I-I	"	г-с, хл-Fe, кв. пол. шп.	
8	2I-6	"	г-с, хл-Fe	
9	I766-I2	"	пир, г-с	
10	I766-4	"	г-с, пир, хл-Fe, кв.	
II				
I2	I2-I4	"	г-с, хл-Fe/мало/	
I2	I2-I3	"	г-с, пир, хл-Fe	
I3	I2-5	"	г-с, кв.	
I4	I2	"	г-с, кл/мало/, монт?	
I5	44-I2	р. Тис	г-с, хл-Fe, Mg, пир.	2.1
I6	46-I5	"	г-с, хл-Fe/мало/пол. шп.	1.5
I7	I8II-8	р. Сухой Пит	г-с	2.0

1	2	3	4	5
18	506	р. Сухой Пит	г-с, хл-Fe-Mg, монт. кл.	2.0
19	506-I	"	г-с, хл-Fe, кв. пол. шп.	1.6
20	507-4	"	г-с, хл-Fe-Mg, монт, пол. шп.	1.8
21	508	"	г-с, верм, хл-Mg, Fe/мало/пол. шп. кв.	2.3
22	6230	"	г-с, хл-Mg, -Fe, монт, кв.	1.7
23	6004	"	г-с, кв.	1.8
24	5072	р. Рудиковка	г-с, хл-Fe, Mg, монт, кл./мало/	1.5
25	5076	"	хл-Fe, Mg, г-с, кл.	1.6
26	1063	р. Рудиковка	г-с, хл-Fe, Mg, монт.	1.5
27	1007	р. Дворцовая	г-с, хл-Fe, гидроокислы Fe, кл.	1.4
28	1009	"	г-с, хл-Fe, МБ, с-с, кв.	
29	129-I	Верхотуровский профиль /свита серого ключа/	г-с, хл-Mg, Fe, монт. кв.	2.5
30	131-I	"	г-с, хл-Fe, Mg, кв.	2.6
31	3147	"	г-с, хл-Fe, монт. кв.	2.1
32	3131	"	г-с, хл-Fe/мало/	2.0
33	3124	"	г-с, хл-Fe, Mg, кв.	2.4
34	3121	"	г-с, кл/мало, хл-Fe, Mg/мало/кв.	2.7
35	3118	"	г-с, хл/оч. мало/	2.5
36	3117	"	г-с, хл/оч. мало/, кв.	3.1
37	142-1 ^a	Верхотуровский профиль /падыкитинская свита/	г-с, кл. кв.	3.0
38	141-2	"	г-с, кл, кв. пол. шп.	2.8
39	141-2 ^a	"	г-с, кл. кв. пол. шп.	2.5
40	140-1	"	г-с, пир. кл.	2.1
41	141-3 ^a	"	г-с, пир, хл/мало/	2.0
42	141-3	"	г-с, пир.	1.8
43	140-5	"	г-с, хл-Fe, Mg	3.7
44	142-2	"	г-с, пир, хл-Fe/мало/	2.0
45	140-4	"	г-с, пир, хл-Fe, Mg, кв.	1.7
46	140-2	"	г-с, хл-Fe, кв. пол. шп.	3.0
47	139-1	"	г-с, кл. хл. -Fe, Mg	1.8
48	139-2	"	г-с, хл-Fe, пир.	2.0
49	138-1	"	г-с, пир. хл-Fe, кл. кв.	2.0
50	135-8	"	г-с, хл-Fe, Mg, кв.	3.0
51	137-1	"	г-с, пир, хл-Fe, Mg, пол. шп.	2.2
52	137-2	"	г-с, кл. пир./мало/хл./оч. мало/	2.4
53	138-3	"	хл-Fe, /мало/, г-с, пир /мало/	2.0
54	138-4	"	г-с, пир, хл-M, Fe, кл. гёт	3.0
55	137-4	"	г-с, хл-Fe, Mg, пол. шп.	3.5

1	2	3	4	5
56	I37-3 ^a	Верхотуровский про- филь /дадыкгинская свита/	г-с, пир, хл-Fe	2.5
57	I37-3	"-	г-с, пир, пол. шп.	2.0
58	I35-I	"-	г-с, пир, кл.	2.4
59	I36-I	"-	г-с, хл-Fe, Mg, кв.	3.6
60	I36-2	"-	г-с, хл-Fe, кл/мало/ кв. пол. шп.	2.0
61	I47-I	"-	г-с, пир, кл. гёт?	2.5
62	I47-2	"-	г-с, пир/мало/хл-MgFe /мало/кв/мало/, кв.	2.4
63	I47-3	"-	г-с, кл. кв.	2.3
64	I48-I	"-	г-с, кл, кв.	2.6
65	I48-2	"-	г-с, кл, кв.	2.6
66	I48-3	"-	г-с, кл, хл/мало/кв.	3.1
67	I49-I	"-	г-с, кл, хл/мало/кв.	3.0
68	32II	Верхотуровский про- филь /серого ключа/	г-с, кл, кв.	
69	32I2		г-с, кл. кв.	
70	32I5	"-	г-с, хл, кл, кв. пол. шп.	
71	32I6	"-	г-с, хл, кв.	
72	32I8	"-	г-с, хл-Fe, Mg	
73	32I9	"-	с-с	
74	322I	"-	г-с, пир, хл/мало/кв. /мало/	
75	3224	"-	с-с/хл-г-с/, пир, кв.	
76	3225	"-	г-с, пир, хл, кл/оч. мало/	
77	3226	"-	г-с, пир, хл.	
78	3227	"-	г-с, хл, кв, кл/мало/	
79	3230	"-	г-с, хл, кв.	
80	3231	"-	г-с, кл/мало/, кв. пол. шп.	
81	3232	"-	г-с, кл/мало/, хл, кв, пол. шп.	

В составе глинистого вещества песчаников и гравелитов киргитской свиты в районе р. Тис имеются: гидрослюда, хлорит магнезиально-железистый и железистый, пирофиллит и полевые шпаты.

Глинистое вещество - "усть-ангарских известняков" бассейна р. Рудиковки представлено гидрослюдой, хлоритом, монтмориллонитом и каолинитом. Гидрослюда, магнезиально-железистый и железистый хлорит в большей части образцов содержатся в равных количествах. Иногда содержание хлорита превышает содержание гидрослуды. Гидрослюда в "усть-ангарских известняках" имеет диоктаэдрическую и триоктаэдрическую модификации. Монтмориллонит, каолинит и гидроокислы железа присутствуют в качестве примесей.

В бассейне р. Сухой Пит глинистое вещество "токминских известняков" состоит из гидрослуды, хлорита магнезиально-железистого, иногда железистого, монтмориллонита и каолинита. Для данных отложений характерно более высокое содержание гидрослуды относительно хлорита.

Верхотуровский профиль характеризуется обильным содержанием пирофиллита в глинистом веществе пород. Гидрослюда, является главным компонентом, хлорит, каолинит и смешаннослойные минералы присутствуют в заметном количестве.

Химический состав глинистого вещества пород киргитской свиты в разных структурно-фациальных зонах имеет некоторые особенности. Так, в разрезе Верхотуровского профиля и р. Тис содержание алюминия и титана наиболее высокое, в разрезах рек Сухой Пит, Рудиковка, Большая Рассоха - наименьшее. Содержание натрия повышено в разрезах рек Тис, Горбилук, в разрезах рек Сухой Пит, Рудиковка - понижено. Самое низкое содержание магния характерно для глинистого вещества разрезов рек Тис и Горбилук, самое высокое - для разрезов рек Сухой Пит, Рудиковка и Большая Рассоха /табл. 3, 16, 17/.

Постседиментационные изменения исследованных пород разреза р. Тис характеризуются стадией начального и глубинного катагенеза $A:B = 1,5-2,1$. Так же незначительно изменены породы разрезов рек Сухой Пит, Рудиковка, Дворцовая $A:B = 1,4-2,3$.

В Каменской зоне в дадыктинской свите, степень постседиментационных изменений находятся в широких пределах от начального катагенеза до метакатагенеза. Из числа исследованных образцов 40% характеризуются изменениями стадии метакатагенеза, 57% - глубинного катагенеза. В известняках свиты серого ключа установлены изменения стадии глубинного катагенеза.

Условия осадконакопления

Описанные в данном разделе фациальные обстановки осадконакопления, характер развития бассейнов /трансгрессии и регрессии/, а также климатические условия и интенсивность химического выветривания в областях денудации установлены по химическому составу глинистого вещества и даны в соответствии с положениями разработанным одним из авторов статьи.

Химический состав глинистого вещества пород киргитской свиты
бассейна рек Сухой Пит, Рудиковка, Бол. Россоха, Тис

№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
р. Сухой Пит										
III-128	0.94	4.32	0.036	46.50	н/об	1.56	16.40	0.52	0.32	2.50
K-308-37	0.18	3.47	0.033	26.10	0.10	0.50	11.60	0.32	0.15	30.80
506	0.22	2.71	0.042	32.50	0.03	0.21	14.52	4.03	0.15	20.10
506-I	0.46	5.19	0.055	38.50	н/об	0.66	16.40	1.00	н/об	4.45
507-4	0.96	3.48	0.032	39.50	н/об	0.54	20.00	1.80	н/об	3.97
507-6	1.14	3.64	0.037							
III-275	0.14	3.00	0.036	32.00	н/об	0.36	15.40	2.60	н/об	18.30
K-304	0.25	3.96	0.036	44.50	0.03	1.70	13.20	1.52	0.15	10.40
6230	0.41	3.93	0.056	49.60	0.02	1.14	14.60	5.82	0.22	3.32
6005	0.25	3.32	0.028	32.50	н/об	0.70	13.40	0.48	0.20	3.27
р. Рудиковка										
5072	0.38	2.80	0.032	42.50	н/об	0.59	15.40	2.30	0.62	1.60
4569	0.29	2.15	0.032	38.30	0.04	0.48	11.00	9.15	н/об	6.70
5076	0.28	3.50	0.037	38.50	0.04	0.79	14.00	2.85	0.15	19.40
III-224	0.52	5.30	0.041	42.00	н/об	1.41	16.10	2.50	н/об	2.75
III-I063	0.07	2.10	0.042	33.20	0.04	0.48	14.23	7.00	0.25	12.95
р. Тис										
44-12	0.56	4.97	0.042	48.00	0.04	1.60	29.80	н/об	0.17	5.06
46-II	0.94	3.39	0.036	31.10	0.19	2.08	22.50	н/об	н/об	21.00
46-I5	2.28	4.97	0.060	43.15	0.63	1.91	30.25	н/об	0.40	4.69
р. Б. Россоха										
I730	0.13	1.43	0.023	28.00	н/об	0.48	9.45	3.75	н/об	1.30
I932	0.10	1.62	0.027	31.70	0.02	0.81	13.45	3.20	0.55	10.70

Химический состав глинистого вещества пород киргитской свиты
Верхотуровского профиля

№ п/п	№ обр.	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	SiO ₂	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
1	I41-2	0.20	5.60	0.020	46.00	0.28	1.72	27.20	0.70	0.47	11.40
2	I41-2 ^a	0.20	4.80	0.020	45.00	0.26	1.50	24.80	0.65	0.38	13.30
3	I40-1	0.40	3.30	0.080	39.00	-	1.22	28.60	0.45	-	7.00
4	I42-1 ^a	0.25	5.50	0.020	58.00	0.06	1.92	29.60	0.70	0.37	2.90
5	I41-3 ^a	0.50	3.85	0.14	55.00	0.02	1.54	33.80	0.60	0.27	1.60
6	I41-3	0.50	3.50	0.05	52.00	-	1.58	31.00	0.30	0.25	4.10
7	I42-2	0.54	3.35	0.08	57.50	0.04	1.40	26.40	0.60	0.30	1.75
8	I40-2	0.62	5.40	0.03	46.00	0.04	5.50	20.20	0.63	0.10	6.88
9	I39-1	0.75	4.40	0.05	39.50	0.10	1.46	23.10	1.30	0.32	9.15
10	I39-2	0.60	4.35	0.05	52.00	0.05	1.30	30.60	1.70	0.36	2.90
11	I38-1	0.80	4.10	0.05	47.00	0.05	0.96	26.80	0.60	0.25	4.90
12	I37-1	1.20	4.15	0.08	46.00	0.05	2.18	26.40	0.60	0.35	3.50
13	I37-2				33.00	0.22	1.46	14.60	0.20	0.35	19.80
14	I38-3	0.53	1.50	0.085	54.00	0.07	2.80	14.80	1.55	0.55	13.50
15	I38-5	1.45	4.40	0.08	55.75	0.04	3.52	19.60	0.32	0.35	5.05
16	I37-4	0.07	3.90	0.015	40.50	0.16	0.70	20.00	7.70	0.38	17.80
17	I37-3 ^a	0.85	4.40	0.05	47.00	0.06	1.46	28.00	0.60	0.40	2.50
18	I37-3	0.98	5.8	0.055	38.00	0.05	1.40	26.20	0.50	0.30	1.15
19	I35-1	0.88	4.00	0.090	49.75	0.03	1.79	22.80	-	0.10	3.18
20	I36-1	0.88	4.40	0.070	56.60	0.05	1.80	32.40	0.53	0.57	3.10
21	I36-2	0.83	6.00	0.045	53.00	0.06	2.52	29.60	1.00	0.40	3.00
22	I47-1	0.68	3.8	0.070	39.50	сл.	1.08	26.00	0.40	0.30	11.10
23	I47-2	0.83	4.4	0.080	44.00	0.03	1.06	25.00	0.50	0.30	4.30
24	I47-3	0.54	4.8	0.035	50.00	0.05	1.28	33.20	0.50	0.45	9.00
25	I48-1	0.20	4.0	0.035	50.50	0.02	0.64	26.80	0.80	0.30	9.25
26	I48-2	0.15	4.30	0.035	50.00	0.03	1.98	27.60	1.20	0.40	7.00
27	I49-1	0.15	5.80	0.035	46.00	-	1.48	24.40	0.80	0.20	2.25

Фациальные обстановки, трансгрессии
и регрессии бассейнов

Горбилокское, удерейское и погорийское время

В районе нижнего течения р. Горбилок /Горбилокская зона/ регрессивное развитие бассейна продолжалось в течение почти всего горбилокского и первой трети удерейского времени. Средняя часть удерейского времени характеризуется максимальной для данного района регрессией, при которой существовали прибрежные обстановки с опресненными почти пресными водами. Во второй половине удерейского времени происходило трансгрессивное развитие бассейна. Однако трансгрессия была незначительной и обстановки осадконакопления оставались прибрежными и прибрежно-морскими. В самом конце удерейского времени началась регрессия бассейна, развитие которой продолжалось в течение всего погорийского времени. Обстановки в этот период времени оставались прибрежными.

В Каменской зоне в районе р. Иркинеевой примерно в середине /или несколько ранее/ погорийского времени существовали прибрежные обстановки осадконакопления с опресненными водами. Вторая часть /или верхние две трети/ погорийского времени характеризуются трансгрессивным развитием бассейна с обстановками большего удаления от берега. Аналогичное развитие режима бассейна отмечается для района р. Ангары в устье р. Маньзи, где также в конце погорийского времени была трансгрессия бассейна, при которой существовали прибрежные и прибрежно-морские обстановки.

Таким образом в Горбилокской зоне в погорийское время имело место регрессивное развитие бассейна, обусловившее прибрежные обстановки осадконакопления. В Каменской зоне примерно первую половину погорийского времени занимала регрессия бассейна с прибрежными обстановками, затем началось развитие трансгрессии.

Сосновское /карточки + аладьинское/ время

В Приенисейской зоне /нижнее течение р. Б. Пит/ в начале сосновского времени существовал морской бассейн.

В Горбилокской зоне /нижнее течение р. Горбилок, верховье р. Магдакок/ с самого начала времени карточки развивалась трансгрессия. Обстановка осадконакопления в этой зоне была прибрежной, прибрежно-морской и морской. В аладьинское время происходило дальнейшее развитие трансгрессии, в результате которого создались морские обстановки осадконакопления.

В Каменской зоне, трансгрессивное развитие бассейна продолжалось с погорийского времени и достигло максимума в конце времени карточки и аладьинское. В это время здесь существовали морские и прибрежно-морские обстановки. Для Каменской зоны во время образования свит карточки и аладьинской отмечается изменение фациальных обстановок с запада на восток. Так, в районе Верхотуровского профиля, р. Каменки существовала морская, в районе р. Иркинеевой - прибрежно-морская обстановки.

Из приведенного выше следует, что карточки и аладьинское время характеризуется устойчивой трансгрессией моря в Горбилокской и Каменской зонах. Для Каменской зоны отмечается смена морских обстановок на прибрежно-морские с запада на восток.

В Приенисейской зоне /верховье р. Вороговки/ в первую половину красногорского времени /?/ существовали прибрежные обстановки /скв. 49/, сменившиеся позже морскими /скв. 45/. Отмечается тенденция трансгрессивного развития бассейна в самом начале красногорского времени, регрессивного развития - в средней части и снова трансгрессивного - в верхней части нижней половины красногорского времени. В нижнем течении р. Большой Пит в самом начале образования этой толщи осадков /красногорское время?/ существовала прибрежно-морская обстановка, средняя её часть /середина красногорского времени?/ формировалась в прибрежной обстановке. Район, расположенный ниже по течению р. Большой Пит в начале и конце красногорского времени был расположен в прибрежной зоне с сильно опресненными водами и находился ближе к берегу относительно района обнажений 225I-2260, 3I18.

Приведенное позволяет считать, что в пределах Приенисейской зоны в самом начале красногорского времени существовали морские условия осадконакопления, примерно в середине этого временного интервала, в результате регрессивного развития бассейнов, имели место прибрежные обстановки и опреснение вод. К концу красногорского времени вновь проявилась тенденция трансгрессивного развития бассейна.

В Горбилокской структурно-фациальной зоне в течение всего потоскуйского времени существовали прибрежные обстановки. Однако характер режима при этом менялся. Отсутствуют геохимические данные о самом начале потоскуйского времени, в средней части этого периода имело место регрессивное развитие, достигшее максимума в верхней трети. В конце потоскуйского времени происходило трансгрессивное развитие бассейна.

Для Каменской зоны отмечается трансгрессивное развитие бассейна в первой половине красногорского времени, в результате которого в этот период имели место морские условия осадконакопления. Регрессивное развитие бассейна в середине красногорского времени обусловило существование прибрежных обстановок. В конце красногорского времени в пределах этой зоны снова проявилась тенденция трансгрессивного развития бассейна.

Таким образом, в разных структурно-фациальных зонах Енисейского края в потоскуйское время трансгрессивное или регрессивное развитие бассейна имели место одинаковое количество раз. Были ли сменны режимов одновременными или разновременными в разных зонах, пока не известно, из-за недостаточного количества данных. В Горбилокской зоне существовали прибрежные обстановки. В Приенисейской и Каменской зонах прибрежные обстановки преимущественно были развиты в середине красногорского времени, а в начале и конце существовали прибрежно-морские и морские условия.

Шунтарское время

В Горбилокской зоне в большей части шунтарского времени происходило трансгрессивное развитие бассейна, начавшееся в самом конце потоскуйского времени. В самом конце шунтарского времени началось развитие регрессии. В результате такого изменения режима бассейна осадконакопления в первой половине шунтарского времени имели место прибрежно-морские обстановки.

В начале второй половины времени существовали морские условия, сменившиеся в конце этого времени прибрежно-морскими. В бассейне р. Тис происходит смена прибрежно-морских условий морскими вверх по разрезу.

Для Каменской зоны, в результате недостаточного количества геохимических данных не установлен характер развития бассейна, известно лишь, что в некоторые моменты шунтарского времени существовали прибрежные обстановки.

Киргитейское время

По Приенисейской зоне /р.р. Рудиковка, Сухой Пит, Рассоха, Меркуриха, Маряника, Татарка/ имеются данные, свидетельствующие, что в самом начале киргитейского времени в момент образования "токминских и усть-ангарских известняков" имела место смена морских и прибрежно-морских обстановок на прибрежные, прибрежно-морские. Затем к концу времени образования первой пачки киргитейской свиты обстановки осадконакопления снова становились морскими. В бассейне р.р. Сухой Пит, Рассоха морские условия существовали во время образования "токминских известняков". Следовательно токминские и усть-ангарские известняки, соответствующие подсвите серого ключа, образовались в морской и отчасти в прибрежно-морской обстановке.

В районе р.р. Погромная, Залазная, Петрищевой в конце периода образования третьей пачки имела место трансгрессия бассейна, резко сменившаяся регрессией в начале образования четвертой пачки. Во время накопления третьей пачки существовали прибрежные, а затем морские обстановки. В самом начале времени формирования четвертой пачки была прибрежная обстановка. Время образования пятой пачки характеризуется трансгрессивным режимом бассейна с последовательным переходом от прибрежно-морских к морским обстановкам.

Для Горбылокской зоны имеется наиболее полная схема изменения режима бассейна осадконакопления. Начало киргитейского времени характеризуется существованием морских и прибрежно-морских обстановок, которые еще сохранились от шунтарского времени. В киргитейское время началось регрессивное развитие бассейна, которое в дальнейшем обусловило прибрежные обстановки в течение всего последующего /киргитейского/ времени. В бассейне р. Тис наблюдается смена морской обстановки прибрежно-морской в начале киргитейского времени.

В Каменской зоне имели место прибрежные условия в самый начальный момент образования подсвита серого ключа и морские условия во время образования верхов подсвита серого ключа и самых низов дадыктинской подсвита. О большей части свиты серого ключа нет данных. С начала дадыктинского времени и примерно до середины его развивалась регрессия бассейна, сменявшаяся трансгрессией, достигшей максимума в конце дадыктинского времени. В самом конце дадыктинского времени снова началась регрессия. Обстановки осадконакопления при регрессивном режиме были прибрежными и чередовались с морскими при трансгрессивном режиме бассейна.

Неполные данные по разрезам Приенисейской зоны не позволяют сопоставить её с Горбылокской и Каменской зонами, которые между собой коррелируются в некоторой части разреза достаточно полно /рис. I/. Из рис. I сле-

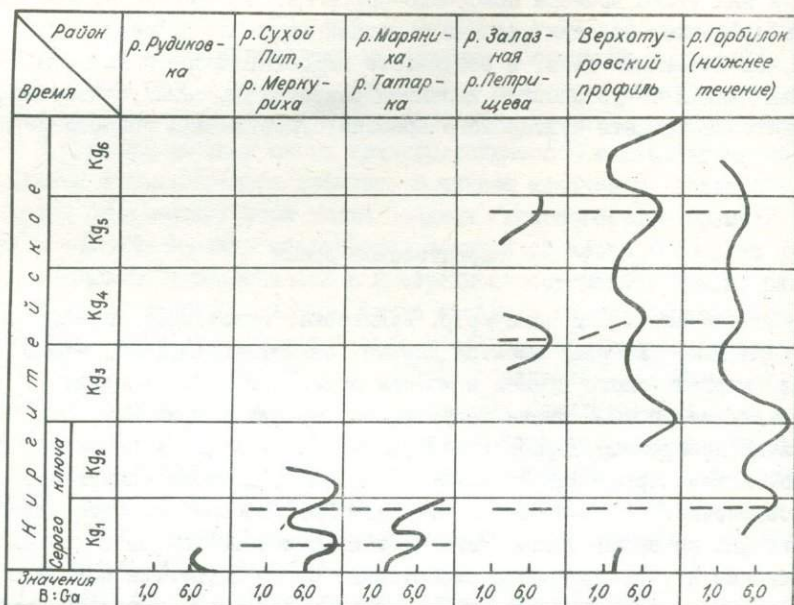


Рис. 1. Схема развития режима бассейнов Горбиллокской и Каменской зон в киргитейское время.

В: Са < 1 - Прибрежная обстановка

В: Са = 1 - 6 - Прибрежно-морская обстановка

В: Са > 6 - Морская обстановка

дует, что во второй половине киргитейского времени в Горбиллокской и Каменской зонах развитие режима бассейнов было одинаковым по характеру и несколько отличалось по амплитудам изменений. В Каменской зоне в пограничные моменты между временем образования третьей и четвертой, пятой и шестой пачек трансгрессивное развитие бассейна доходило до нормально-морских обстановок, а в Горбиллокской зоне в эти моменты трансгрессивного развития были прибрежно-морские обстановки. В бассейне р. Петрищевой на границе накопления вышеперечисленных пачек тоже были морские обстановки.

Климатические условия
и интенсивность химического выветривания
в областях денудации

Удере́йское, погорейское время

В Горбиллокску́ю зону /нижнее течение р. Горбиллок/ в удере́йское и погорейское время поступление глинистого материала происходило из области аридного климата. Химическое выветривание на суше было слабым. В Каменскую зону /р. Ангара у устья Маньзи, р. Иркинеева/ в погорейское время глинистый материал приносился также из области аридного климата со слабым или умеренным химическим выветриванием.

Сосновское /карточки + аладьинское/ время

В Приенисейскую зону /нижнее течение р. Б. Пит/ в сосновское время глинистое вещество поступало из области гумидного климата. Интенсивность химического выветривания в этой области в начале сосновского времени / в период образования нижней части разреза /обн. 3I2I, 3I28, 3I29/ была умеренной, затем достигла максимальной.

Для Горбилокской зоны /нижнее течение р. Горбилок, верховье Магдакок/ во время карточки область денудации служила суша с гумидным климатом. Интенсивность химического выветривания была низкой в начале времени карточка и нарастала до высокой к концу его. В аладьинское время в области денудации сохранился гумидный климат. Интенсивность химического выветривания была высокой в течение всего времени. В Каменскую зону / Ангара у устья р. Маньзи, р. Иркинеева/ во время карточки глинистое вещество приносилось из области суши с гумидным климатом. Химическое выветривание на этой суше было слабым в начале и интенсивным в конце времени карточки. В аладьинское время в области денудации существовал гумидный климат и происходило интенсивное химическое выветривание.

Из приведенного следует, что в сосновское /карточки + аладьинское / время во все изученные районы осадконакопления глинистый материал привносился из областей денудации, в которых физико-химические условия изменялись одинаково во времени. Во всех областях денудации был гумидный климат, а интенсивность химического выветривания менялась от слабой в начале до интенсивной в середине и конце времени.

Потоскуйское /красногорское + джурское/ время

В Приенисейскую зону /верховье р. Вороговки/ в потоскуйское время глинистое вещество доставлялось из области с переходным /семиаридным/ и аридным климатом. Интенсивность химического выветривания была высокая в начале потоскуйского времени, слабая и средняя во второй половине /?/ этого времени. В район нижнего течения р. Б. Пит глинистый материал поступал из области с гумидным климатом. Химическое выветривание на этой суше было средним в начале и более низким позже.

В Горбилокскую зону /нижнее течение р. Горбилок/ в потоскуйское время глинистый материал приносился из области гумидного климата. Интенсивность химического выветривания в начале потоскуйского времени была высокая, позже - средняя и низкая.

В Каменскую зону /район Верхотуровского профиля/ в области денудации, поставлявшей глинистый материал в начале красногорского времени, был гумидный климат, в дальнейшем в потоскуйское время - аридный. Интенсивность химического выветривания в течение всего потоскуйского времени была высокой. Понижение её интенсивности происходило примерно в середине красногорского времени.

В восточные районы Каменской зоны /р. Ангара у устья р. Аладьина, р. Каменка, р. Ангара у устья р. Маньзи, р. Иркинеева/ поступление глинистого материала происходило из областей, климат которых преимущественно был гумидным, и в некоторые моменты этого времени - аридным. Интенсив-

ность химического выветривания в областях денудации была средней и в начале и конце, очень высокой — в середине потоскуйского времени.

Приведенное свидетельствует, что в потоскуйское время области денудации, снабжавшие северо-запад Енисейского края /р. Вороговка/, характеризовались семиаридным, аридным климатом. В юго-восточные районы поступление происходило из областей преимущественно гумидного климата, но с временной аридизацией. В западные и юго-западные районы глинистый материал поступал из областей только гумидного климата.

Шунтарское время

В Горбилокскую зону /нижнее течение р. Горбилок/ в течение почти всего шунтарского времени глинистый материал поступал из области с гумидным климатом. Только в средней части шунтарского времени проявилась некоторая аридизация климата на суше. Интенсивность химического выветривания на этой суше была низкой и средней в начале и конце шунтарского времени и очень высокой в средней его части.

В Каменскую зону /Верхотуровский профиль/ глинистое вещество поступало с суши с гумидным климатом. Интенсивность химического выветривания в области денудации менялась от низкой в первой половине шунтарского времени до высокой во второй его части и снова до низкой в самом конце.

Киргитейское время

В Приенисейской зоне /р.р. Сухой Пит, Б. Россоха, Меркуриха/ в начале киргитейского времени, в момент образования "токминских известняков" климат области денудации был гумидным. Некоторая аридизация климата проявилась в конце времени образования первой пачки и начале второй пачки. Интенсивность химического выветривания в начале киргитейского времени была средней и высокой.

В районе р. Рудиковки в момент образования "усть-ангарских известняков" глинистый материал поступал из области суши с аридным климатом. Интенсивность химического выветривания была средней.

В район р.р. Сухой Пит /верховье/, Маряниха, Татарка, в начале киргитейского времени поступление глинистого вещества происходило из области преимущественно с гумидным климатом, некоторая аридизация климата происходила в конце времени накопления первой пачки. Интенсивность химического выветривания в это время была высокой, что подтверждается присутствием гематита и высоким содержанием глинозема в породах основания свиты в бассейне р. Тис. В более поздние периоды киргитейского времени /конец формирования третьей пачки, начале четвертой пачки, начало и конец пятой пачки в районе р.р. Погромная, Залазная, Петрищевой глинистое вещество поступало из области денудации с гумидным климатом. Химическое выветривание в конце времени образования третьей пачки и начале четвертой пачки было интенсивным, в начале и конце времени образования пятой пачки — умеренным.

В Горбилокскую зону /нижнее течение р. Горбилок/ в течение всего киргитейского времени глинистое вещество поступало из области, климат ко-

торой был гумидным. Интенсивность химического выветривания в области суши была высокой в начале и конце (время образования первой, второй, частично третьей, шестой пачек), низкой и средней в середине киргитейского времени.

В области денудации, поставившей глинистый материал в Каменскую зону /Верхотуровский профиль/, в начале дадыктинского времени происходила некоторая аридизация климата. В дальнейшем в дадыктинское время в этой области был гумидный климат.

На основании проведенного анализа химического состава глинистого вещества, с помощью геохимических параметров возможно сопоставление осадков погорийской, сосновской, потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит некоторых районов Приенисейской, Горбилкокской и Каменской структурно-фациальных зон.

Отложения погорийской свиты разреза р. Горбилкок коррелируются с отложениями погорийской свиты разрезов рек Ангара /устье р. Манзы/ и Иркинеева по величинам и характеру изменения геохимических параметров $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O, Al_2O_3 : TiO_2$. В разрезах Горбилкокской и Каменской зон величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ имеют низкие, а $Al_2O_3 : TiO_2$ - высокие значения для всего разреза свиты.

В отложениях сосновской /карточка + аладинская/ свиты разрезов нижнего течения р. Б. Пит /Приенисейская зона/, р.р. Горбилкок, Магдакок /Горбилкокская зона/, р.р. Ангара, Иркинеева /Каменская зона/ геохимические параметры одинаково изменяются во времени. В низах свиты величины $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ имеют низкие значения, которые возрастают до средних и высоких - в средней и верхней частях свиты. В разрезах Горбилкокской и Каменской зон низкие значения этих величин приурочены к нижней части свиты карточка, нарастают до высокой к концу её и остаются такими в аладинской свите. Во всех разрезах значения величины $Al_2O_3 : TiO_2 < 20$.

Потоскуйская свита в наиболее полном и более детально изученном разрезе Верхотуровского профиля имеет высокие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ в самом основании. Затем в нижней части свиты /составляющей две трети красногорской подсвиты/, сложенной глинистыми сланцами, эти величины понижаются до низких и средних. В верхней трети красногорской и нижней части джурской подсвиты геохимические параметры достигают максимальных значений и вновь понижаются в верхней части джурской подсвиты. Характер изменения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ по разрезам р.р. Ангара, Иркинеевой, Горбилкок в общем виде соответствует таковому Верхотуровского профиля. Некоторые различия в деталях обусловлены различными мощностями отдельных частей свиты в разных разрезах, а также разной детальностью исследования. Следовательно во всех изученных разрезах в низах потоскуйской свиты отмечаются высокие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, в средней части они становятся наиболее высокими и понижаются до средних и низких в верхней части свиты.

Отложения шунтарской свиты в нижнем течении р. Горбилкок, Верхотуровского профиля и р. Ангара примерно в средней части имеют самые высокие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ и понижение значений этих величин в нижней и верхней части разреза. В разрезе р. Каменка низы шунтарской свиты геохимически не охарактеризованы. Средняя часть свиты имеет максимальные значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, которые понижаются в верхах.

Киргитейская свита в разрезе р. Горбиллок характеризуется высокими значениями величин $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ в нижних и верхних горизонтах /первая, вторая частично третья и шестая пачки/ низкими значениями этих величин в средних горизонтах /частично третья, четвертая, пятая пачки/. В Верхотуровском профиле свита серого ключа, вероятно соответствующая первой и второй пачкам и частично третьей пачке в разрезе р. Горбиллок, охарактеризована только в самой верхней части, где имеются высокие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$. В разрезах р.р. Каменка, Ангара свита серого ключа характеризуется тоже высокими значениями данных величин. Нижняя половина дадыктинской свиты Верхотуровского профиля и соответствующие ей /по положению в разрезе/ средние горизонты киргитейской свиты /четвертая, пятая пачки/ разреза р. Горбиллок имеют низкие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$. В самой верхней части дадыктинской свиты Верхотуровского профиля и верхних горизонтах киргитейской свиты /шестая пачка/ разреза р. Горбиллок величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ снова принимают высокие значения.

В Приенисейской зоне /р.р. Сухой Пит, Б. Россоха, Меркуриха/ "токсминские известняки" относящиеся к нижней части киргитейской свиты /первая, вторая пачка/ характеризуются средними и высокими значениями величины $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$. В разрезе р.р. Рудиковка, Дворцовая, "усть-ангарские известняки" /первая пачка/ характеризуется средними значениями указанных величин. В разрезе р.р. Сухой Пит /верховье/, Маряниха, Татарка в нижних горизонтах киргитейской свиты /первая пачка/ имеют место высокие значения величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$. Более поздние отложения киргитейской свиты, прослеженные по разрезам р.р. Погромная, Залазная и Петрищева, /верхи третьей и низы четвертой пачек/ характеризуются высокими значениями величин $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, а верхи и низы пятой пачки - умеренным. Пятая пачка этого разреза (именуемая геологами молотковской партии Красноярского Геологического Управления "усть-ангарскими известняками") по значению величин $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ сходна с первой пачкой.

Заключение

Петрографическое изучение отложений сухопитской и тунгусикской серий проводилось главным образом по разрезам р. Горбиллок /Горбиллокская зона/ и частично по р. Тис /Приенисейская зона/.

Горбиллокская свита представлена однообразными серицит-хлоритовыми сланцами.

Удерейская свита сложена тонкослоистыми филлитами серицитового и хлорит-серицитового состава с примесью алевритового материала и неравномерно распределенного углеродистого вещества.

Погорийская свита сложена кварц-серицит-хлоритовыми алевритистыми филлитовидными сланцами с прослоями кварцитов обогащенных окисленным сидеритом.

Свита карточки представляет собой переслаивание глинистых известняков и известковистых сланцев. Полосчатость обусловлена обособлением карбонатного и хлорит-серицитового вещества.

Аладьинская свита сложена главным образом массивными, микрослоистыми и пятнистыми доломитами.

В разрезе потоскуйской свиты выделены 4 пачки. Первая пачка /снизу / имеет преимущественно сланцевый состав /хлорит-гидрослюдистые и хлорит-серицитовые разности/. Сходны с ними по составу сланцы третьей пачки, но в них в качестве примеси встречен хлоритоид, и алевритовый материал, слагающий линзовидные прослои, отмечаются также прослои кварцевых песчаников.

Вторая и четвертая пачки сложены тонко-мелко кристаллическими известняками. Доломитистые разности характерны для четвертой пачки.

Шунтарская свита представляет собой переслаивание глинистых / хлорит-серицит-гидрослюдистых/ сланцев, тяготеющих к нижней части свиты, с алевритами и со значительной примесью углеродистого вещества. Вверх по разрезу карбонатность возрастает одновременно с увеличением доли доломита над кальцитом. В верхней части свиты встречены глинистые сланцы, алевролиты и редкие маломощные прослои песчаников.

По р. Тис /Приенисейская зона/ в разрезе шунтарской свиты выделяется 2 подсвиты: нижняя - алеврито-глинистая /кварц-серицит-хлоритовая/ сланцевая с хлоритоидом и прослоями пестроокрашенных известняков и известковистых серицит-хлоритовых сланцев и алевролитов. Верхняя подсвита - главным образом сложена алеврито-глинистыми и глинистыми сланцами с хлоритоидом.

Киргитейская свита имеет пестрый состав и подразделяется на 6 пачек.

Первая пачка представляет собой переслаивание глинистых сланцев и алевролитов.

Вторая пачка представлена глинистыми - серицит-хлоритовыми, кварц-хлорит-гидрослюда-серицитовыми сланцами с прослоями хлоритоидных сланцев, содержащих углеродистое вещество и строматолитами, сложенными псевдобрекчиевыми доломитами.

Третья пачка сложена главным образом хлоритоидными сланцами с примесью карбонатного материала.

Четвертая пачка представляет собой переслаивание кварцитов, хлоритоидных сланцев, глинистых сланцев и алевролитов.

Пятая пачка существенно карбонатная и представляет собой переслаивание доломитов, известняков, известковисто-глинистых и глинистых гидрослюдисто-серицито-хлоритовых с пиробиллитом и хлоритоидом сланцев.

Шестая пачка сложена глинистыми /гидрослюдисто-серицитовыми/ сланцами с прослоями хлоритоидных сланцев.

Разрезы киргитейской свиты Приенисейской структурно-фациальной зоны также пестры по составу, как и разрезы Горбилокской зоны. В основании разреза здесь обнаружен олигомиктовый кварцевый горизонт, сложенный грауелитами и песчаниками. В этой зоне выделяются 5 пачек, а не 6, как в Горбилокской структурно-фациальной зоне, в первой, третьей и пятой пачках преобладают известняки.

Известняки пятой пачки, выделяемые под разными названиями как "усть-ангарские" /на р.р. Погромной, Рудиковке, Дворцовой/ и "токминские" /р.р. Сухой Пит и Меркуриха/ близкие по петрографическому составу.

Глинистое вещество пород горбилокской и удерейской свит сложено в основном гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. В погорьской свите главным компонентом является гидрослюда, железистый хлорит присутствует не всегда, встречаются смешаннослойные минералы, монтмориллонит. Основская /карточки + аладинская/ свита сложена в основном гидрослюдой.

Хлорит магнезиально-железистый присутствует в Каменной зоне, отсутствует в Приенисейской, каолинит отмечается в Каменной зоне. Красногорская и джурская свиты характеризуются помимо гидрослюда и хлорита, значительным содержанием каолинита в глинистом веществе пород Каменной зоны, и лишь незначительной примесью - в Приенисейской и Горбилокской зонах. Присутствуют в небольшом количестве пиррофиллит, монтмориллонит и смешаннослойные.

Шунтарская свита имеет в основном гидрослюдистый состав глинистого вещества. Хлорит магнезиально-железистый в большем количестве содержится в Приенисейской зоне. Для Каменной зоны отмечается присутствие каолинита, гетита, пиррофиллита.

Глинистое вещество пород киргитейской свиты имеет наиболее разнообразный состав. В значительном количестве здесь присутствуют: гидрослюда, каолинит, в меньшем количестве содержатся монтмориллонит, вермикулит, смешаннослойные минералы и гидроокислы железа.

В химическом составе глинистого вещества пород от горбилокской до киргитейской свит отмечается циклическое изменение значения величин $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ от удерейской до киргитейской свит в Приенисейской, Горбилокской и Каменной структурно-фациальных зонах. Повышенные значения величин $Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O$ (осадки высокой зрелости) установлены: 1/ в верхней части свиты карточка, 2/ в аладьинской свите, 3/ красногорской и низах джурской, 4/ средней части шунтарской, 5/ нижней части киргитейской, 6/ верхах киргитейской и низах нижнеангарской.

3. В изученном интервале рифея в пределах некоторых районов Приенисейской, Горбилокской и Каменной структурно-фациальных зон Енисейского края существовали преимущественно прибрежные и прибрежно-морские обстановки. Морские условия осадконакопления занимали во времени значительно меньшую часть, развитие их было кратковременным. Преимущественное развитие прибрежные условия имели в удерейское и погорийское время в Горбилокской зоне, в погорийское время - в Каменной зоне; в средней части потоскуйского времени - во всех трех зонах; в первую половину шунтарского времени - в Горбилокской и Каменной зонах, в средней части киргитейского времени - в Горбилокской и Каменной зонах; в начале киргитейского времени и в средней части верхней его половины - в Приенисейской зоне. Существование морских обстановок приурочено ко времени карточки и аладьинскому в Горбилокской и частично Каменной зонах; джурскому времени - в Каменной зоне; второй половине шунтарского времени - в Горбилокской зоне; началу киргитейского времени - во всех трех зонах и концу киргитейского времени - в Приенисейской и Каменной зонах.

4. В интервале от удерейского до нижнеангарского времени в областях денудации, поставляющих глинистое вещество в различные районы Енисейского края, существовали периоды аридного и гумидного климата. Распределение во времени климатических зон в областях денудации и структурно-фациальные зоны, куда поступало из них глинистое вещество, показано в таблице 18.

5. Наиболее близкими по условиям осадконакопления от аладьинского до киргитейского времени являются Горбилокская и Каменная зоны, в которых отмечаются одни и те же стратиграфические уровни повышенной и высокой зрелости глинистого вещества. Развитие трансгрессий и регрессий в этих зонах совпадает во времени и различается по интенсивности.

Т а б л и ц а 18

АРИДНЫЙ КЛИМАТ		ГУМИДНЫЙ КЛИМАТ	
Время	Структурно-фа- циальная зона осадконакопле- ния	Время	Структурно-фа- циальная зона осадконакопле- ния
Удерейское	Горбилокская	Карточки	Горбилокская
Погорьйское		Аладьинское	Каменская
Погорьйское	Каменская		
Потоскуйское	Приенисейская /Вороговка/	Потоскуйское	Приенисейская ниж.теч. Пита/
Начало потос- куйского	Каменская		Горбилокская Каменская
Средина шунтар- ского	Горбилокская	Шунтарское	Горбилокская Каменская
Начало кирги- тейского	Приенисейская	Киргитейское	Приенисейская Горбилокская

Для Приенисейской зоны количественная характеристика зрелости глинистого вещества имеет более низкие значения, чем в Горбилокской и Каменской зонах, что, вероятно, обусловлено примесью вулканогенного материала в осадках Приенисейской зоны. Для более полного сопоставления Приенисейской зоны с Горбилокской и Каменской нет геохимических данных.

6. Изменения интенсивности постседиментационных преобразований изученных пород не связаны с глубиной их залегания и весьма неравномерны по площади. Указанное свидетельствует, что в значительной мере постседиментационные изменения пород обусловлены их структурным положением. Некоторому усилению постседиментационных преобразований способствует присутствие пирокластического материала.

Литература

1. Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. /На примере Сибирской платформы её обрамления и Западно-Сибирской плиты/. Автореф. докторской диссертации. Новосибирск, 1973, с. 59.
2. Акульшина Е.П., Владимиров А.И., Горовой Л.Я., Ивановская А.В., Кириченко Н.И., Кристин В.Н., Озерский Ю.А., Писарева Г.М. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. Сб. "Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири", Новосибирск, 1973, с. 19-59.

Ю.К. Советов, Е.П. Акульшина, А.В. Ивановская,
Г.М. Писарева

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА, СОСТАВ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮДОМСКОГО КОМПЛЕКСА
НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

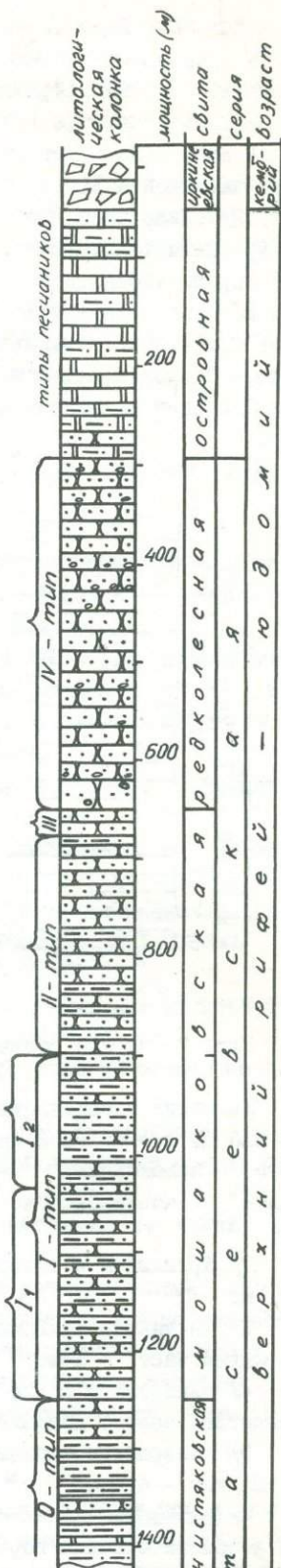
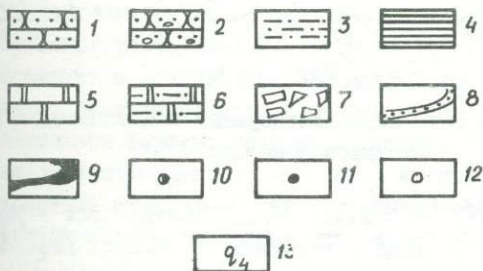
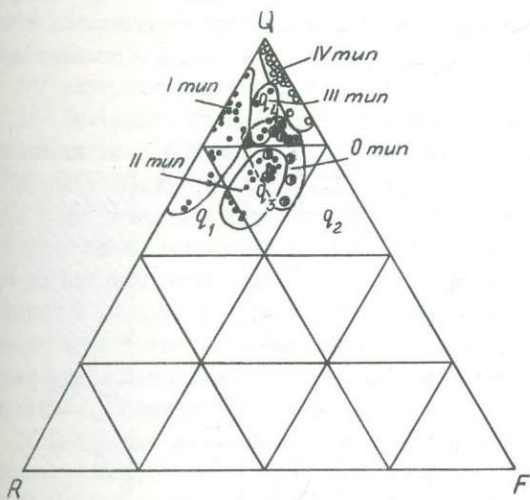
Целью предлагаемой работы является восстановление условий накопления юдомских терригенных отложений на юго-западе Сибирской платформы: палеогеографической обстановки, расположения и состава источников терригенного материала, а также эпох их интенсивного выветривания. Для решения этих вопросов необходим анализ состава пород отдельного полного разреза юдомского комплекса. Таким разрезом явилось обнажение верхов тасеевской серии, вскрытых р. Ангарой в трех километрах выше скалы Гребень / юго-восток Енисейского кряжа/. Оно расположено на восточном крыле Гребенской антиклинали, где мощность видимой части тасеевской серии составляет 1100 м /рис. 1./.

Рис. 1. Строение разреза и состав песчаников тасеевской серии на р. Ангаре в районе мыса Гребень /Гребенского Быка/.

Условные обозначения к литологической колонке, геологической схеме и диаграмме.

I - песчаники, 2 - песчаники с примесью гальки гравия и прослоями гравелитов; 3 - алевролиты; 4 - аргиллиты; 5 - доломиты; 6 - доломиты глинисто-алевритистые /пёстроцветные/; 7 - доломитовые брекчии; 8 - выходы на поверхность отложений тасеевской серии; 9 - выходы на поверхность карбонатной серии кембрия; 10 - песчаники чистяковской свиты; II - песчаники мошаконской свиты; 12 - песчаники редколесной свиты; 13 - классы кварцевой группы песчаников: q_1 - литокластито-кварцевый; q_2 - полевошпато-кварцевый; q_3 - кварцевый; q_4 - экстракварцевый; номенклатура остальных подразделений треугольной диаграммы приведена в работах Ю.К. Советова /14, 15/.

Вертикальный ряд песчаников снизу вверх: 0 тип - песчаники кварцевые и экстракварцевые /с равным количеством полевых шпатов и обломков пород/, I тип песчаники экстракварцевые /с незначительным количеством полевых шпатов и обильными обломками пород / -> песчаники кварцевые и литокластито-кварцевые /с небольшим количеством полевых шпатов/: -> II тип - песчаники кварцевые с прослоями литокластито-кварцевых /с обильными полевыми шпатами/ - III тип - песчаники экстракварцевые /с равным количеством полевых шпатов и обломков пород/ - IV тип - песчаники экстракварцевые / без или с незначительным количеством обломков пород/.



Литостратиграфическое расчленение разреза
у мыса Гребень и корреляция его с другими разрезами
Енисейского кряжа и Иркутского амфитеатра

В этом районе устанавливается непрерывная последовательность пяти свит: чистяковской, мошаковской, редколесной, островной и иркинеевской /рис. 2/. Ниже приводится подробная характеристика этого разреза. Наиболее древними отложениями, вскрытыми в ядре Гребенской антиклинали, являются породы чистяковской свиты. Обнажена верхняя её часть, снизу вверх:

I/ Чередование белесо-серых олигомиктовых песчаников, черных аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов. Песчаники образуют либо однородные горизонтально- и волнистослоистые слои /0,5-1 м/, либо находятся в частом переслаивании с аргиллитами и содержат линзочки и гальку аргиллитов - 32 м.

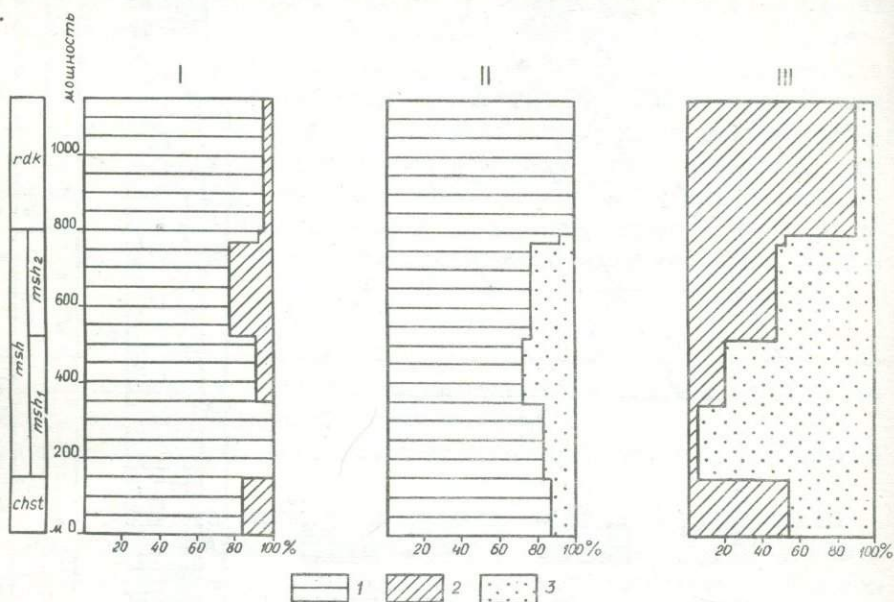


Рис. 2. Парные соотношения породобразующих компонентов в песчаниках тасеевской серии.

Условные обозначения:

I - кварц; 2 - полевой шпат; 3- обломки пород; свиты: rdk - редколесная; msh - мошаковская / msh₁- нижняя подсвита; msh₂ - верхняя подсвита/; chst - чистяковская.

2/ Аргиллиты и алевролиты темно-серые с тонкими прослоями песчаников - II м.

3/ Песчаники олигомиктовые /два слоя по 0,4 м/ с прослоем аргиллита в средней части - I м.

4/ Алевролиты серые тонкополосчатые с прослоями /0,05-0,1 м/ тонкозернистого серого доломита - 5 м.

5/ Алевролиты табачно-зеленые с прослоями /0,1-0,2/ аргиллитов и песчаников - 4,5 м.

6/ Песчаники белесо-серые олигомиктовые мелкозернистые с редкими слоями зеленовато-серых горизонтальнослоистых алевролитов - 14,5 м.

7/ Алевролиты зеленовато-серые с прослоями белого олигомиктового песчаника /0,1-0,2 м/ и тончайшими углеродисто-глинистыми пленками - 25 м.

8/ Чередование слоев /0,5-1 м/ белого мелкозернистого олигомиктового песчаника, серого алевролита /0,1-0,3 м/ и черного аргиллита /0,05-0,1 м/ - 3 м.

9/ Тонкопереслаивающиеся зеленовато-серые алевролиты и темно-серые аргиллиты с редкими прослоями песчаника - II м.

10/ Песчаники белесо-серые олигомиктовые с лимонитовыми "оспинками" - 2 м.

11/ Алевролиты зеленовато-серые и черные аргиллиты с прослоями белесо-серых и красно-бурых олигомиктовых песчаников /0,3-0,5 м/ - 30 м.

12/ Песчаники буровато-серые олигомиктовые массивные неслоистые мелкозернистые - 10 м.

13/ Алевролиты серые и буро-красные - 10 м.

14/ Песчаники белые, зеленые и коричнево-красные, олигомиктовые, переслаивающиеся с такими же алевролитами - 20 м.

Видимая мощность свиты - 170 м.

С постепенными переходами на чистяковской свите залегают мошаконская свита. Объем мошаконской свиты нами принят от кровли чистяковской свиты до подошвы редколесной свиты. Подразделение мошаконской свиты на подсвиты не совпадает с подразделением, принятым геологами-съемщиками, выделивших в качестве верхнемошаконской подсвиты редколесную свиту. Мошаконская свита подразделяется на две подсвиты. Разрез нижней подсвиты представлен последовательностью слоев, снизу вверх:

1/ Песчаники буро-красные олигомиктовые мелкозернистые массивные - 5 м.

2/ Песчаники буро-красные и лилово-красные олигомиктовые разнозернистые равномерно чередуются с алевролитами /слой 0,1-1 м/ - 100 м.

3/ Алевролиты лилово-красные со слоями буро-красных косослоистых разнозернистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников /0,1-0,5 м/. Песчаники составляют около 20-30% - 95 м.

4/ Песчаники и алевролиты олигомиктовые и полимиктовые вишнево-красные равномерно чередуются друг с другом /0,1-0,5 м/ - 50 м.

5/ Алевролиты вишнево-красные массивные с редкими прослоями мелко- и тонкозернистых песчаников /0,2-0,4 м/ - 67 м.

6/ Песчаники вишнево-красные олигомиктовые и полимиктовые мелко- и среднезернистые равномерно чередуются с массивными вишнево-красными алевролитами - 53 м.

Разрез верхней подсвиты представлен последовательностью слоев снизу вверх:

7/ Песчаники вишнево-красные и полимиктовые разнозернистые косослоистые содержат в нижней части /30 м/ слой алевролита до 3 м по мощности. Песчаники включают массу галек коричнево-красного аргиллита - 250 м.

8/ Песчаники малиново-красные и розовые олигомиктовые мелкозернистые с кварцитовидными прослоями. Пачка является переходной между мошаконской и редколесной свитами - 30 м.

Суммарная мощность мошаконской свиты - 650 м.

Закрытый участок по мощности составляет 3-4 м. Контакт мошаконской свиты с вышележащей редколесной свитой скрыт под осыпью. Редколесная свита представлена пачками песчаников, различающихся только некоторыми деталями состава:

1/ Песчаники кирпично-красные, оранжево-красные и розовые, олигомиктовые мелко- среднезернистые полосчатые, массивные. В 10 м и в 50 м от основания пачки песчаники содержат линзы гематита /0,05-0,02 м/ - 60 м.

2/ Песчаники кирпично-красные, сиреневые, горизонтальнополосчатые и пятнистые, олигомиктовые преимущественно мелко- среднезернистые с прослоями крупнозернистых. Чередуются массивные /1-5 м/ и крупноплитчатые слои горизонтально- и косослоистые - 100 м.

3/ Песчаники кирпично-красные, розовые и желтые олигомиктовые преимущественно мелкозернистые со слоями крупнозернистых /1-1,5 м/, горизонтально- и косослоистые, они содержат в верхней части прослойки мелкогалечного гравелита /0,2-0,7 м/ и рассеянную гальку кварца. В верхней части пачки встречаются прослойки гематита /0,01-0,05 м/ - 170-200 м.

Суммарная видимая мощность редколесной свиты - 330-360 м.

Закрытый участок с высыпками обломков пестрых доломитов и мергелей островной свиты составляет по мощности 30 м. Выше обнажены породы островной свиты. Она представлена доломитами светло-серыми и пестрыми /красными, сиреневыми, зелеными/ массивными и плитчатыми. В нижней части разреза доломиты содержат подчиненные слои белого и сиреневого песчаника и гравелита /0,2-0,5 м/. Мощность островной свиты - 280-300 м.

Докембрийские отложения в Гребенской антиклинали перекрываются иркинеевской свитой, которая на основании литологической корреляции сопоставляется с усольской свитой Иркутского амфитеатра /12/ и имеет уже нижнекембрийский возраст. Иркинеевская свита в данном разрезе обнажена только нижней своей частью и состоит из массивных доломитовых брекчий, включающих единичные массивные слои светло-серого и коричневого пятнистого доломита. Граница с островной свитой четкая без признаков размыва. Видимая мощность иркинеевской свиты - 60 м.

Разрез тасеевской серии в Гребенской антиклинали уверенно коррелируется по литологическим признакам и порядку расположения свит с другими разрезами серии юго-востока Енисейского края /рр. Тасеева, Иркиннева, Прямая, устье р. Манзы/. В северо-восточных районах Енисейского края аналогами чистяковской и мошаковской свит являются соответственно - подъемская и таёжинская свиты, а на уровне редколесной и островной свит предполагается угловская свита /16/. Предполагается, что верхняя часть островной свиты замещается к северу песчаниками верхнеугловской подсвиты. Во внутренних районах Иркутского амфитеатра чистяковская свита выклинивается, и на породах кристаллического фундамента залегают аналоги нижней половины мошаковской свиты - отложения тыретской свиты. Верхней половине мошаковской свиты соответствуют песчаники и алевролиты парфеновской свиты. Редколесная свита в северо-восточных районах Иркутского амфитеатра частью выклинивается, а частью замещается глинисто-карбонатными породами вышележащей домашнинской свиты /15/. Таким образом, верхняя половина тасеевской серии /в объеме мошаковской и редколесной свит/ является стратиграфическим аналогом докембрийского терригенного чехла юга Сибирской платформы.

Литологические исследования терригенных пород юдомского комплекса юго-западной части Сибирской платформы относительно немногочисленны. /1, 3, 5, 8/. Специальные исследования посвящены минеральному составу песчаных пород отдельных разрезов юдомского комплекса Присяянья /7, 13 и др./, региональным песчаниковым петрографическим горизонтам юдомского комплекса /14, 15/, конгломератам мотской свиты /4/, глинистой составляющей терригенных пород юдомского комплекса Енисейского кряжа /18/.

В данной статье делается акцент на детальный петрографический анализ псаммитов, а также минералогию и геохимию пелитов. Изменения состава указанных пород по разрезу с наибольшей полнотой отражает изменений условий седиментации и свидетельствует об основных преобразованиях минерального вещества с течением времени на сопредельном древнем континенте.

Типы песчаников и распределение их в разрезе

В разрезе тасеевской серии Нижнего Приангарья, включая разрез Гребенской антиклинали, А.И. Анатольева /3/ выделила несколько типов песчаников: полимиктовые, аркозовые, кварц-полевошпатовые, существенно кварцевые и слюдяные. Г.Ф. Склярова /10/ применила для этих же пород количественную классификацию А.Г. Коссовской /6/, но при подсчете компонентов в легкой фракции ею не учитывался один из важнейших породообразующих компонентов - обломки пород.

В данной работе осуществлялся количественный подсчет породообразующих компонентов /кварц, полевые шпаты, обломки пород/ в шлифах. Шлифы окрашивались кобальтинитритом натрия для идентификации полевых шпатов. Количественному анализу подверглись 100 образцов песчаников, равномерно распределенных по разрезу чистяковской, мошаковской и редколесной свит. Группировки анализов, обособляющие на диаграмме, характеризуют песчаники из определенных участков разреза. Они получили статус типов песчаников, делящихся в некоторых случаях по деталям состава на подтипы. Всего выделено пять типов песчаников. Для их описания и фиксации вертикального ряда песчаников применена классификация, предложенная одним из авторов /14, 15/. По этой классификации /рис. 1/ песчаники подразделяются на равномерные таксоны - группы и классы. Песчаники всех трех свит входят в кварцевую группу и без соответствующей детализации на классы, при обычных качественных классификациях могут не отличаться друг от друга. Типам песчаников присвоены номера, отражающие порядок смены их друг другом снизу вверх по разрезу.

Нулевой тип песчаника распространен в чистяковской свите. Песчаники нулевого типа светло-зеленого, светло-серого и белого цвета, как правило, относятся к средне-мелкозернистым разностям, иногда встречаются небольшие слои крупнозернистых разностей. Песчаники переслаиваются с тончайшими слоями /0,5-1 мм/ зеленых и черных аргиллитов. Иногда в песчаниках чистяковской свиты отмечаются слои обогащенные мусковитом /до 10%/, слюды составляют первые проценты или отсутствуют. Содержание компонентов колеблется: кварц - 62-80%, полевые шпаты 8-24%, обломки пород 6-15%.

Песчаники нулевого типа, в целом, образуют группировку в кварцевом и экстракварцевом классах, причем по количеству кварца больше тяготеют к

кварцевому, переходя только в нижнюю часть экстракварцевого треугольника. Ориентировка группы анализов близка к направлению высоты треугольной диаграммы и несколько смещена к стороне , что указывает на примерно равное количество полевых шпатов и обломков пород с небольшим преобладанием первых.

Обломочный материал песчаников чаще всего слабо окатан, полуокатанные зерна свойственны только крупнозернистым разностям. В тонкозернистых образцах зерна характеризуются остроугольными очертаниями. Кварц представлен монокристаллическими и реже поликристаллическими индивидами. Волнистое погасание и зачаточное блочное строение свойственно почти всем зернам кварца. Как правило, этот минерал не отличается чистотой и несет в себе пылевидные включения, иногда образующие полоску Бёма. Полевые шпаты состоят почти нацело из ортоклаза и микроклина, обычно подвергающихся разной степени изменений. Плаггиоклазы редки. Полевые шпаты обладают эпигенетическими регенерационными оторочками хорошо окристаллизованного чистого колишпата, находящегося в сростании со встречными регенерационными каёмками соседних зерен кварца. Причем, регенерация кварца менее интенсивна. Непрерывные сростания двух минералов, часто с четкими зубчатым типом контактов, создают характерную для песчаников нулевого типа гипидноморфную структуру. На участках, где зерен полевого шпата немного, а постседиментационное уплотнение достигло высокой степени, образуются кварцитовидные структуры.

Обломки пород в рассматриваемых песчаниках не отличаются разнообразием. Преобладают кварц-серицитовые алеврослюды, алеврокварциты, кремни. Встречаются также, но более редко, обломки аргиллитов и гидрослюдистых сланцев и единичные обломки диабазов.

В чистяковских песчаниках распространены три типа цементов - регенерационный, глинистый и карбонатный. Глинистый цемент представлен тонкочешуйчатым хлоритом, крустифицирующего обломки. Карбонатный цемент - перекристаллизованный крупнокристаллический доломит - выполняет поры.

Первый тип песчаников образует слой внутри нижней подсвиты мошакской свиты. На диаграмме группировка первого типа находится, в основном, в экстракварцевом классе, в узкой зоне, примыкающей к стороне QR /рис. 3/, но также входит в кварцевый и литокластито-кварцевый классы. Состав песчаников меняется: кварц - 61-92%; полевые шпаты - 0-12%; обломки пород - 8-34%. Песчаники первого типа относятся к бесполовшпатовым породам или содержат этот компонент в очень небольшом количестве.

По содержанию кварца и полевого шпата первый тип песчаников подразделен на два подтипа, сменяющих друг друга в разрезе. Оба подтипа объединены не только положением на диаграмме, но также петрографическими признаками. К первому подтипу отнесены песчаники с содержанием: кварца - 76-92%; полевых шпатов - 0%; обломков пород - 8-24%. Во второй подтип объединены песчаники из верхней части подсвиты, содержащие: кварца - 63-73%; полевых шпатов - 4-12%; обломков пород - 17-34%. Повышенное содержание полевого шпата встречается редко, главная масса анализов характеризуется содержанием минерала близким к нижнему пределу. Песчаники первого подтипа располагаются в экстракварцевом классе, песчаники в том и другом подтипе гранулометрически разнообразны, от крупно до мелкозернистых. Большое распространение имеют разнозернистые породы со структурными вариациями в пределах шлифа: чаще всего смешаны крупно- и мелко-

зернистые фракции. Песчаникам первого типа дано единое петрографическое описание.

Обломочный материал весьма слабо или совершенно не обработан в процессе переноса, широко распространены не только угловатые зерна, но также зерна со всевозможными выступами и неправильной формы, и только крупные зерна имеют отчетливую приближающуюся к сферической форме со сглаженными углами. Изрезанность /расчлененность/ границ кварцевых зерен усиливается образованием конформных и инкорпорационных взаимопрорастающих агрегатов зерен. В совокупности с часто встречающимися крупногранулярными / мозаичными/ и блочными зернами, структура взаимного прорастания и агрегаты с заполнением пор новообразованным кварцем создают характерный облик породы, макроскопически сливной, под микроскопом - кварцитовый и кварцитовидный. Основной разновидностью кварца является монокристалльный без включений или с пылевидными включениями и отдельными лейстами мусковита и хлорита. Полевой шпат представлен ортоклазом. Главные представители обломков пород относятся к группе гидрослюдистых, кремнисто-серицитовых и кварц-гидрослюдистых сланцев с очень тонкочешуйчатой структурой, встречаются также хлоритовые тонкочешуйчатые сланцы. Менее распространены кварц-мусковитовые породы, алевро-кварциты и кремни. Обломки сланцевых пород имеют овально-вытянутую форму.

Основной тип цемента - пленочный гематитовый непрозрачный или глинисто-гематитовый просвечивающий, темно-коричневого цвета. Структура цемента неразличима. Вторым по обилию и роли в строении песчаников следует считать кварцевый регенерационный поровый /до 30%/ цемент. Во втором подтипе встречается мелкозернистый базальный железисто-доломитовый цемент.

Экстракварцевые песчаники первого типа отличаются средней плотностью сложения, при которой остаются поровые пространства, заполненные вторичным кварцем. Поровая упаковка свойственна и тем прослоям, где достаточно обильно гематитовый цемент. Гематитовый цемент присутствует в том или ином количестве постоянно, поэтому даже на участках с наиболее плотной кварцевой структурой сохраняется сеть гематитовых пленок, разделяющих зерна.

К второму типу отнесены песчаники верхней подовиты мошакской свиты, главным образом, мелко- и среднезернистой структуры. Это темнокрасные с лиловым и коричневым оттенком породы, которые отличаются внешне от первого типа отсутствием сливной структуры и наличием свойственным им шероховатого /зернистого/ скола. На диаграмме, область, занятая вторым типом, обособлена, но соприкасается с группировкой первого типа. Петрографически между двумя типами есть переходные разновидности. Главное различие составов рассмотренного и описываемого типов - в количественном содержании полевого шпата. Именно это свойство явилось причиной смещения группировки анализов в центральную область кварцевого класса. Менее широкие вариации компонентов во втором типе характеризуются предельными цифрами: кварца - 57-80%; полевого шпата 8-19%; обломков пород - 12-25%.

Кварц мало чем отличается от разновидностей этого минерала в первом типе. Широко распространены угловатые изометричные зерна, но нередки и вытянутые копьевидные. К наиболее заметному отличию можно отнести - количественное сокращение поликристаллических зерен. Полевые шпаты представлены полукатанными зернами, встречены только калиевые разновидности - ортоклаз и микроклин. Выветрелые зерна калишпатов редки, большая их часть

имеет свежий облик. Обломки пород в виде овальновытянутых зерен располагаются (количественно) в следующем порядке: серицитовые /гидрослюдистые/; кварц-серицитовые тонкочешуйчатые сланцы; кварц-гидрослюдистые, кварц-мусковитовые и мусковитовые алевро-сланцы с лепидобластовой структурой; хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы; железисто-глинистые аргиллиты; хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые кварцитовидные песчаники; алевро-кварциты, кремни, халцедон, полевошпат-кварцевые алевро-кварциты; фельзиты. Кроме этого, имеется около 5-7% непрозрачных округлых железистых комочков. Встречаются чешуи зеленого биотита, мусковита и хлорита, но не во всяком образце.

В песчаниках второго типа различаются наиболее частые - доломитовый, железисто-гидрослюдистый, железистый и кварцевый цементы. Как правило, наблюдается сочетание всех трех типов цементов или трех первых. Железисто-гидрослюдистые монокристалльные лейстообразные пленки яркого оранжевого или темно-красного цвета играют роль цемента соприкосновения. Доломитовый цемент присутствует либо в виде базальной мелко-тонкозернистой массы с мозаичной структурой, окрашенной гидроокислами железа, либо перекристаллизован в крупнозернистый агрегат пойкилокристаллов. Доломит заполняет центральные участки пор, интенсивно замещает полевые шпаты кварц. Кварцевый регенерационный цемент распределен не по всему объему образцов. На участках той или иной величины, подвергшихся окварцеванию /в меньшей степени регенерируются полевые шпаты/ новообразованный кварц заполняет группы пор, играя роль пойкилоцемента, а соседние участки цементируются карбонатом. Цемент в песчаниках второго типа играет существенную роль /25-30%/, вследствие чего обломочный материал имеет плотную, но поровую упаковку. Незначительная степень уплотнения хорошо заметна по сохранившимся первичным формам зерен из обломков сланцевых пород.

Третьим типом песчаника сложена верхняя песчаниковая пачка верхнемощаковской подсвиты подстилающая редколесную свиту. Песчаники выделяются малиновым и светловишневым цветом и кварцитовидной структурой. По отношению ко второму типу - третий тип сдвинут на диаграмме в экстракварцевую область, где занимает осевую вертикальную зону. Состав песчаников: кварц - 77-100%; полевой шпат - 0-II%; обломки пород - 0-12%. В структурном отношении третий тип разнообразен от мелко- до крупнозернистого, но слои определенного гранулометрического типа сложены хорошо отсортированным материалом. В мелкозернистых песчаниках зерна полуокатаны и угловаты, в крупнозернистых - окатаны почти до совершенства: кварц - до субсферической формы, а полевой шпат и обломки пород имеют продолговато-овальную форму. Около 50% кварцевых зерен в крупнозернистой разновидности представлены чистым минералом, без включений, или с чешуйчатыми включениями гематита и мусковита, остальные зерна замутнены обильными пылевидными включениями. Наряду с монокристалльными зернами многие из них имеют блочное строение или неравномерно гранулированы. Среди обломков в крупнозернистой фракции преобладают кварц-серицитовые алевро-сланцы, кварциты и кварцитовидные песчаники с мусковитом, кремни. В мелкозернистой фракции основную роль играют серицитовые и кварц-серицитовые сланцы. Первичным цементом песчаников является железисто-глинистое вещество яркого оранжевого цвета, а также непрозрачный пленочный цемент, сложенный гематитом; железистая глина частью раскристаллизовывается в порах в виде сферолитов /0,05-0,3 мм в диаметре/. Железистый пигмент либо равномерно окрашивает

глину, либо перераспределен в сгустки. Единственным представителем вторичного цемента, имеющего значительный вес в породе, является регенерационный кварц. Кварцевый цемент базально-порового типа иногда составляет до 40% породы и придает породе кварцитовидный облик. Наряду с кварцитовидной, в хорошо отсортированных прослоях, содержащих до 100% зерен кварца, наблюдается кварцитовая структура. Кварцитовые прослои чередуются с кварцитовидными, упаковка зерен в которых относится к поровому типу.

В четвертый тип выделены песчаники специфического облика, слагающие редколесную свиту. Это кирпично-красные, оранжево-красные, желто-красные и розовые породы залегают в виде однородной толщи и в различных участках свиты обладают всегда больше сходством, чем различием. Последнее сводится к гранулометрическому разнообразию, некоторые вариации цвета и слоистой текстуры. Но состав песчаников весьма постоянен, что отражено на диаграмме. Группировка, характеризующая четвертый тип, находится в верхней части экстракварцевого класса, в узкой зоне вдоль стороны QF. Здесь отчетливо проявляются основные минералогические черты типа: высокая кварцевость и низкое содержание обломков пород. Эти свойства обусловили индивидуальное поле, занятое типом на диаграмме, которое с другими полями только соприкасается. В составе песчаников три компонента испытывают незначительные вариации: кварц - 82-98%; полевые шпаты - 2-18%; обломки пород - 0-4%. Количество полевых шпатов в большинстве образцов находится в пределах 2-10%, а - обломков пород - 0-2%.

Материал песчаников, как правило, хорошо отсортирован и относится к средне- и мелкозернистому гранулометрическому классам. Встречаются бимодальные песчаники с примесью к мелкозернистой фракции крупных и гравийных хорошо окатанных зерен кварца. Наибольшее распространение в пачке имеют мелкозернистые песчаники /диаметр зерен - 0,1-0,15 мм/, они чередуются с песчаниками, в которых мелко- и среднезернистая фракции смешаны. Обломки кварца и полевого шпата по степени окатанности стоят между хорошо окатанными и среднеокатанными, приближаясь к первым. Зерна обычно сохраняют сглаженные выступы, среди них присутствуют зерна с острыми углами, а также - изометрично-овальные. Полевые шпаты имеют овально-вытянутые очертания зерен.

Среди кварцевых зерен преобладают чистые монокристалльные разновидности. Зерна с пылевидными включениями и с гранулированной структурой связаны со слоями среднезернистых песчаников, включающих крупный гравийный материал. Полевые шпаты состоят из свежих зерен ортоклаза, редко микроклина и плагиоклаза. Очень редкие обломки пород представлены кремнями, алевро-кварцитами и кварц-серпичитовыми сланцами.

Преобладающий цемент - железистая глина, образующая вокруг зерен пленки толщиной 0,005-0,02 мм. Глина хорошо раскристаллизована, имеет ориентировку агрегата чешуи вдоль поверхности обломков и, гораздо реже, радиально-лучистую структуру и сферолиты в порах. Глина окрашена гематитом в яркий оранжево-красный цвет, без окраски она интерферирует в желтых тонах. Цементирующее вещество заметно разъедает краевые части кварца и полевых шпатов. В измененных желто-серых и белесо-серых прослойках и пятнах, среди преобладающей кирпично-красной окраски, железистый пигмент удален, цвет породы в большой мере определяется цветом глинистого вещества. В полосчатых разновидностях роль цемента в тонких лилово-красных по-

лосах выполняет порово-пленочный гематит, сконцентрированный в непрозрачных агрегатах. С прослойками шлихов тяжелых минералов связан поровый лейкоксеновый цемент. Более редким цементом является регенерационный кварц с образованием кварцитовидной разновидности песчаника. Кварц заполняет все поры, а железисто-глинистые пленки лишь подчеркивают контур обломков. Регенерация кварцевых зерен наблюдается не по всему разрезу пачки, слои с кварцевым цементом чередуются со слоями, в которых новообразованный кварц почти отсутствует. В этих случаях цемент - железисто-глинистый или имеет место бесцементная структура, близкая к кварцитовой.

Упаковка материала в песчаниках четвертого типа варьирует. Преобладает плотная упаковка, если порово-пленочный цемент составляет до 20% породы; она имеет предельное развитие в бесцветных "кварцитовых" слоях. Кварцитовидная структура обычно связана с поровой упаковкой, когда новообразованный кварц занимает до 30-40% породы. В целом, тип упаковки зерен не испытывает заметных изменений в зависимости от древности песчаников, он обусловлен в значительной мере обилием седиментационного цемента и может меняться в широких пределах внутри каждого типа песчаника.

Глинистые минералы и распределение их в разрезе

Рентгенографическое изучение фракции менее 0,002 мм показало, что глинистое вещество в породах юдомского комплекса представлено гидрослюдой, хлоритом, каолинитом, монтмориллонитом, вермикулитом и смешаннослойными минералами /табл. I/. Гидрослюда, в большей части изученных отложений, является преобладающим минералом, иногда она представлена гидратированными или смешаннослойными разновидностями. Хлориты магнезиально-железистого и железистого состава встречены почти во всех проанализированных образцах. Каолинит является либо преобладающим минералом в отдельных интервалах разреза, либо примесью на других стратиграфических участках к глинистым минералам иного состава. В разрезе имеются интервалы, где каолинит отсутствует. Монтмориллонит и вермикулит встречены в разрезе юдомского комплекса в небольших количествах.

Т а б л и ц а I
Минеральный состав глинистого вещества пород
юдомского комплекса Приангарья

№№ п/п	№обр.	Минеральный состав	IOÅ/5Å
I	2	3	4
Чистяковская свита			
I	3062	г-с, хл-Мg, Fe	3,0
2	3070	г-с/с-с/, хл-Мg, Fe	
3	3074	г-с, хл-Мg, Fe	
4	3080	г-с, хл-Мg, Fe	
5	3090	г-с/с-с/, хл-Мg, Fe, верм/?/кв.	
6	3094	г-с, хл-Мg, Fe, кл./мало/, монт/?/, верм./?/	2,0
7	3098	г-с/гид/хл-Мg, Fe, кл./мало/ .кв.	
8	3100	г-с, хл-Мg, Fe, кл. кв.	2,3

I	2	3	4
9	3I04	г-с, хл-Мg, Fe, кл/мало/кв	2,2
10	3I10	г-с, хл-Мg, Fe, кл/мало/, верм, монт.	2,4
11	3I16	г-с, хл/оч.мало/	3,1
МОШАКОВСКАЯ СВИТА			
12	252/I	г-с, хл, кл	2,0
13	252/3	хл-Fe, г-с/мало/	
14	252/5	г-с, хл-Fe, Mg, кл/оч.мало/	5,0
15	252/6	г-с, хл-Fe	2,5
16	252/8	г-с, хл-Мg, Fe, кл, монт	3,1
17	252/9	г-с, хл-Мg, Fe	3,0
18	252/II	г-с/гидр./хл-Мg, Fe	3,2
19	252/I2	г-с, хл-Мg, Fe	
20	252/I4	г-с, хл-Мg, Fe	2,3
21	252/I5	г-с, хл-Мg, Fe	2,4
22	252/I7	г-с/гидр/, хл-Мg, Fe	
23	252/I8	г-с, хл-Fe, кв	2,5
24	252/20 ⁰	г-с, хл-Мg, Fe	2,0
25	252/21 ^a	г-с, хл/мало/, кл/мало/, верм?	2,4
26	252/21 ^B	г-с, хл-Fe, Mg	2,0
27	252/22 ^B	г-с, хл-Fe, Mg, монт	
28	252/22 ^e	г-с/гидр/, хл-Fe, Mg	3,1
29	252/22 ⁴	г-с/гидр/, хл-Fe, Mg, кл/мало/	2,3
30	252/23 ^a	г-с, хл-Fe, кл. /оч.мало/	2,4
редколесная свита			
31	I5	г-с, хл-Мg, Fe, кл.	1,6
32	I4	г-с, кл, хл-Fe, Mg/мало/	1,6
33	I3	г-с, кл, хл-Fe	
34	I2	кл, г-с	2,5
35	II	г-с/гидрат/, кл, кв.	2,0
островная свита			
36	7	г-с, кл. хл	2,7
37	6	г-с, кл, хл-Fe/мало/	2,5
38	5	г-с, кл. хл-Fe/мало/	
39	4	г-с, кл, хл-Fe/мало/	3,0
40	3	г-с, кл, хл/мало/, кв.	3,8

Примечания: г-с - гидрослюда

г-с/с-с/ - гидрослюда смешаннослойная

г-с/гидрат/ - гидрослюда гидратированная

хл-Мg, Fe - хлорит магниально-железистый

хл-Fe - железистый

кл - каолинит

монт - монтмориллонит

верм - вермикулит

кв. - кварц

В породах чистяковской свиты из минералов глинистого вещества преобладают гидрослюда и хлорит. Гидрослюда в некоторых образцах обладает смешаннослойной структурой, в целом, зрелость гидрослюды высокая. Отмечается примесь вермикулита. Хлорит имеет магнезиально-железистый состав. В верхней части свиты в незначительном количестве содержится каолинит.

Глинистое вещество пород мошакской свиты представлено также преимущественно гидрослюдой и хлоритом. В низах и верхах свиты в некоторых образцах в небольшом количестве присутствует каолинит, монтмориллонит и вермикулит. В средней части свиты глинистая фракция состоит только из гидрослюды и хлорита.

Редколесная свита по составу глинистого вещества отличается от нижележащих свит высоким содержанием каолинита, который в некоторых образцах превышает содержание гидрослюды. Хлориты в отложениях этой свиты железистые или объединены магнезием.

Для островной свиты характерно высокое содержание каолинита во всех исследованных образцах. Последний, насколько позволяют судить данные рентгеноструктурного анализа, присутствует в равных с гидрослюдой количествах. В подчиненных количествах хлорита преобладает железистая разновидность.

Вертикальные ряды песчаников, ассоциации глинистых минералов и их связь с выветриванием

Вертикальный ряд песчаников изображен на рис. I. Основной его особенностью является повторение два раза в разрезе высокозрелых экстракварцевых песчаников. Первая пачка экстракварцевых песчаников приурочена к низам мошакской свиты, вторая — к самой верхней части этой свиты и к редколесной свите, а также к нижним слоям островной свиты. Обе пачки разделены в разрезе песчаниками кварцевого состава, содержащими большое количество обломков пород и полевых шпатов /тип второй/. Экстракварцевые песчаники разных стратиграфических уровней, сходные по количеству кварца, преобладающему гематитовому, глинисто-гематитовому и регенерационно-кварцевому цементам, резко различаются по содержанию полевых шпатов и обломков пород и занимают противоположные области экстракварцевого треугольника. Различия фиксируются также в составе обломков пород: в первом типе песчаников имеются гидрослюдистые, кварц-гидрослюдистые и кремнисто-серицитовые и хлоритовые сланцы, тогда как в четвертом типе — отмечаются кремни, микрокварциты и, реже кварц-серицитовые сланцы. В первом типе — кварц преимущественно остро- и изометричноугловатый, часто содержит чешуйки мусковита и хлорита, в четвертом типе преобладает полускатанный кварц, изредка с включениями мусковита.

В песчаниковом ряду выделяется два отрезка, где преобладает кварц с примесью полевых шпатов, и отрезок /мошакская свита/, где наряду с кварцем важным компонентом являются обломки метапород. Песчаники первого и второго типов, содержащие 10–25% до 40% обломков пород, наименее сортированы по размеру частиц и слагают ритмичнослойную мошакскую свиту.

Анализ вертикального ряда песчаников удобно свести к более простому

анализу парных соотношений компонентов /рис. 2/. На графиках изображены парные соотношения в разрезе: кварца и полевых шпатов, кварца и обломков пород, полевых шпатов и обломков пород /рис. 2 - I, II, III/. В целом, компонентный состав песчаников определяется составом источников материала, а состав последних и степень влияния на состав осадка, зависит от степени выветрелости составляющих их пород. При неизменных значениях выветривания и палеотопографии соотношение пород образующих компонентов должно оставаться постоянным и служить причиной накопления монокомпонентных отложений. Предполагается, что смена типов песчаников по разрезу отражает влияние того или другого из упомянутых факторов.

По устойчивости к выветриванию порообразующие компоненты песчаников тасеевской серии можно расположить в ряд: кварц → обломки пород → полевые шпаты. Обломки пород представляют собой, в основном метapelиты и метаалевролиты - продукт неоднократного переотложения, и поэтому обогащены кварцем. Пелитовая часть обломков сланцев состоит из серицита /гидрослюда/ и хлорита, т.е. компонентов, являющихся конечным продуктом химического разложения силикатов. Можно полагать, что полевые шпаты /ортоклаз и микроклин/ являются показателями изверженного источника материала и не претерпели двух и более циклов переотложения. Изменение содержания полевых шпатов нами рассматриваются поэтому главным образом, как показатель выветрелости исходных пород и меньше - оно связывается с влиянием пород из области сноса. Изменение содержания обломков пород трактуется, в первую очередь, как показатель изменения влияния на область седиментации, состава питающих провинций, и меньше - как показатель выветрелости исходных пород. Этот вывод следует из рассмотрения графика рис. 2-III.

Одинаковое содержание полевых шпатов и обломков пород отмечается в песчаниках верхнемошакской подсвиты и чистяковской свиты. Поскольку эти содержания являются к тому же и максимальными или близкими к максимуму, относительно остальных подразделений тасеевской серии, и оба компонента наименее всего изменены, то можно считать такое распределение функций одинакового влияния изверженного и метаморфического /сланцевого/ массивов пород - источника материала. В песчаниках нижнемошакской подсвиты и редколесной свиты распределение этой пары компонентов резко сдвинуто в сторону увеличения одного за счет другого. Причем такое распределение имеет противоположную тенденцию для различных зон разреза. В нижнемошакской подсвите резко преобладают обломки пород, тогда как в редколесной свите преобладающими являются полевые шпаты. Объяснение генезиса экстракварцевых песчаников в раннемошакское время и редколесное время только выветриванием пород в областях сноса - очевидно недостаточно. Поэтому нами привлекается гипотеза об изменении палеотопографической обстановки, выдвигавшей на первый план, в качестве источника материала, - то изверженные массивы, то массивы сланцевых пород. Фон определенного петрофонда усиливался или ослаблялся выветриванием.

По-видимому, существовали две эпохи интенсивного выветривания - в раннемошакское и редколесное время /рис. 2-I/. Полевые шпаты на этих уровнях либо отсутствуют, либо содержатся в очень небольших количествах. В позднечистяковское и позднемошакское время /подразумевается время не охватывающее время накопления самой верхней начки мошакских песчаников, сходных по составу и степени выветрелости материала с песчаниками редко-

лесной свиты/ относительная интенсивность выветривания была наименьшей, Такой вывод обосновывается распределением обломков пород /рис. 2-П/, количество которых увеличивается от низов мошаконской свиты к её верхам. Вместе с тем, характеристика распределения обломков пород имеет несколько смещенные максимумы и минимумы, что на наш взгляд объясняется неравноправным "объемным весом" массивов пород в качестве источника материала. Это хорошо видно на графике /рис. 2-Ш/, где фиксируется спад влияния изверженного источника между позднечистяковским и раннемошаконским временем и - медленное нарастание его влияния ко времени накопления песчаников редколесной свиты. Максимумы относительного влияния изверженного источника приходятся на позднечистяковское и редколесное время. Максимум влияния метаморфического /сланцевого/ источника установлен для раннемошаконского времени.

В изученном разрезе юдомского комплекса установлено направленное изменение содержания некоторых химических компонентов глинистого вещества. Так, снизу вверх по разрезу от чистяковской до островной свиты направлено уменьшается количество Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 /табл. 2/. Наиболее высокие содержания SiO_2 , TiO_2 и Li_2O приурочены к чистяковской и островной свитам. Меньшими значениями этих компонентов характеризуются отложения мошаконской свиты, а наиболее низкие содержания сосредоточены в глинистом веществе пород редколесной свиты. В глинистом веществе редколесной свиты установлено также, сравнительное наименьшее количество K_2O и Na_2O . Подстилающим и перекрывающим редколесную свиту породам свойственно более высокое содержание двух последних компонентов, вместе с тем отмечается смещение максимума их концентрации в мошаконскую свиту и более низкое значение в чистяковской свите.

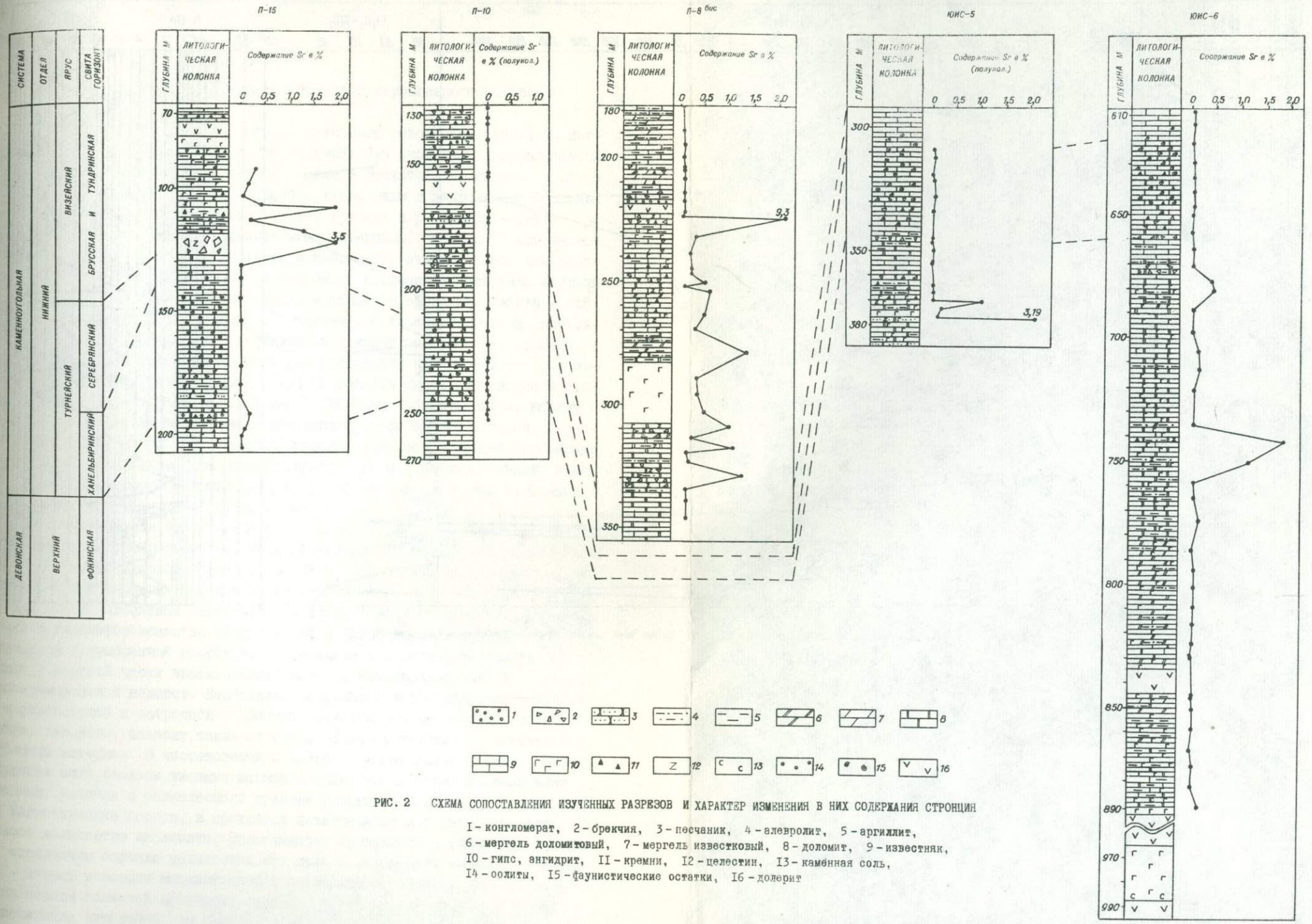
Т а б л и ц а 2

Среднее содержание в %									
Свита	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	Fe_2O_3	Li_2O
островная	45.8	14.4	0.76	4.9	0.12	хх/ н/об	7.4	7.4	0.097
редколесная	42.0	19.6	0.22	3.9	0.096	0.16	4.9	8.4	0.033
мошаконская	44.1	19.0	0.68	4.6	0.18	х/ 0.28	6,6	11.6	0.039
чистяковская	48.4	26.0	0.73	4.3	0.11	0.78	4.5	11.3	0.043

х/ в четырех образцах из 32 CaO не обнаружен

хх/ во всех образцах CaO не обнаружен.

Соотношение некоторых химических компонентов в составе глинистого вещества пород юдомского комплекса показывает, что в течение чистяковского, мошаконского, редколесного и островного времени на суше, поставлявшей тонкодисперсный материал, происходило довольно интенсивное химическое выветривание. На это указывают, согласно критерию химического выветривания /2/, высокие отношения в глинистом веществе алюминия к натрию Al_2O_3/Na_2O более 100/. Самые высокие значения данной величины /рис. 3/, характерны для средней части чистяковской свиты, низов мошаконской и всей ред-



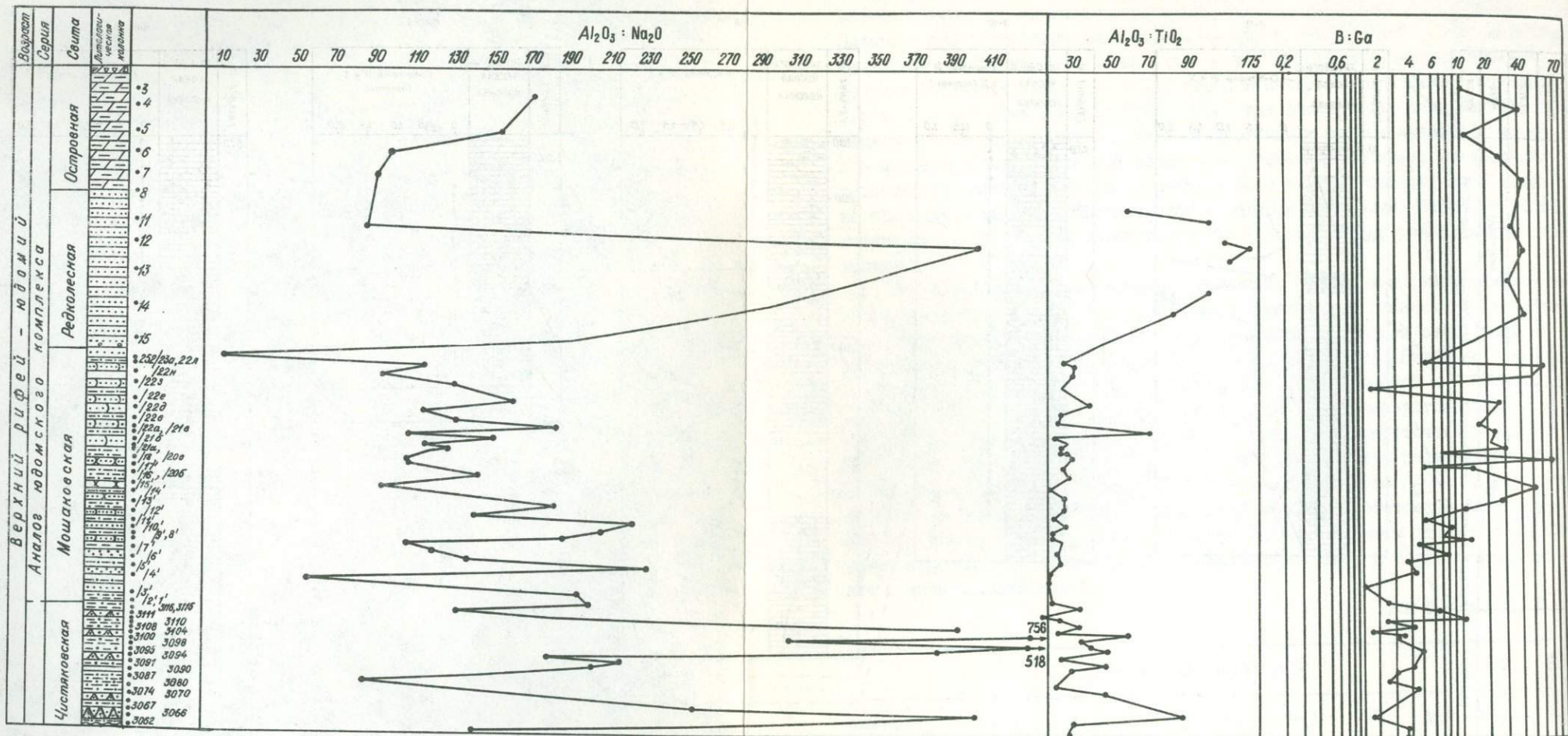


Рис. 3. СХЕМА ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЛИЧИН $Al_2O_3 : Na_2O$; $Al_2O_3 : TiO_2$; B : Ga В РАЗРЕЗЕ ПОРОД ЮВОНСКОГО КОМПЛЕКСА. Условные обозначения см. рис. 1.

колесной свиты $Al_2O_3:Na_2O = 400-750/$. Такое увеличение отношения алюминия и натрия на фоне интенсивного выветривания на протяжении всего юдомского времени свидетельствует о максимальной химической дифференциации глинистого вещества происходившей в чистяковское, раннемошакское и редколесное время.

О направлении привноса и источниках терригенного материала

Направление привноса обломочного материала невозможно узнать по петрографическому описанию лишь одного разреза. Для этой цели привлекается ряд разрезов юго-востока Енисейского края и составленные по ним латеральные ряды песчаников. Были построены такие ряды в направлении с запада на восток по профилям пос. Тайна - скала Гребень и р. Прямая - устье р. Маньзи /15/, и установлены два источника материала. Западным источником являлись рифейские толщи и связанные с ними магматические комплексы центральной части Енисейского края, а восточным источником материала служили выступы кристаллического фундамента во внутриплатформенной области /район верхнего течения р. Подкаменной Тунгуски/. С течением времени восточная область сноса закрывалась осадками, и к концу редколесного времени, по-видимому, перестала существовать. На протяжении чистяковского, мошакского и редколесного времени восточная область сноса поставляла в бассейн седиментации кварц и полевые шпаты. Западная область сноса, наряду с упомянутыми компонентами, служила источником массы обломков пород. К редколесному времени основные сланцевые массивы западной питающей провинции были денудированы, и как поставщик терригенного материала получили влияние кислые магматические комплексы, вскрытые из-под сланцевых толщ наиболее древние породы выступов фундамента.

На существование двух областей, питающих бассейн осадконакопления, указывает также распределение в разрезе каолинита /геохимические критерии идентификации обстановок осадконакопления рассмотрены ниже/. Принимая во внимание время усиления интенсивности выветривания на континенте, а также условия осадконакопления, следовало бы ожидать наибольшее накопление каолинита в глинистом веществе чистяковской и низах мошакской свит, образовавшихся в прибрежной обстановке. Небольшое количество каолинита обнаружено в верхней части чистяковской свиты, в нижнемошакской и в кровле верхнемошакской подсвит. Наибольшие содержания этого минерала приурочены к редколесной и островной свитам. Фактическое же распределение каолинита, вероятно, зависит также от смены областей питания, поставлявших глинистый материал. В чистяковской и частично мошакское время области денудации были сложены кислыми магматическими комплексами и сланцевыми породами. Начиная с редколесного времени разрушались преимущественно кислые магматические породы, в продуктах выветривания которых содержалось большое количество каолинита. Преобладание последнего в глинистом веществе, определило большие количества его даже в отложениях морских обстановок - второй половины мошакского и редколесного времени. В островное время породы областей денудации, видимо, имели тот же состав, и несмотря на понижение интенсивности химического выветривания, содержание каолинита в глинистом веществе остается высоким.

Распределение глинозема в глинистом веществе пород юдомского комп-

лекса тоже может быть объяснено сменой состава пород областей денудации. Более высокое содержание Al_2O_3 в глинистом веществе чистяковской свиты относительно редколесной и островной /табл. 2/, при значительном содержании каолинита в последних, возможно при образовании гидрослюды в чистяковское время из рифейских сланцевых толщ, содержащих высокоглиноземистые сланцы и гидрослюды.

Фациальные обстановки, соленость вод и климат

Состав пород юдомского комплекса указывает на значительное влияние на процесс осадконакопления крупного бассейна морского типа, трансгрессировавшего на континент.

В чистяковской свите и нижнемошакской подсвите среди тонкообломочных пород присутствуют доломитовые прослои. Островная свита сложена морскими доломитами нацело. Доломит постоянно присутствует в качестве цементирующего материала в песчаниках мошакской и редколесной свит. Содержание карбонатных пород увеличивается к востоку от района мыса Гребень, тогда как гранулометрическая грубость терригенных отложений возрастает к западу, что и определяет положение внутренней акватории бассейна и главных континентальных массивов юдомского времени.

Дифференциация бассейновых обстановок производится нами согласно геохимическим параметрам глинистого вещества /Т8/, хорошо согласующихся со всем комплексом литологических данных и опробованных ранее на палеозойских отложениях Сибирской платформы /2/. Содержание малых элементов и их соотношение в глинистом веществе пород юдомского комплекса Нижнего Приангарья свидетельствуют о том, что в течение чистяковского, мошакского, редколесного и островного времени обстановки осадконакопления менялись /табл. 3/. В чистяковское и в начале мошакского времени осадконакопление происходило в прибрежной обстановке /рис. 3/. Величина $B:Ga$ в глинистом веществе этих отложений находится в пределах 1,9–10. В мошакское время начинается трансгрессия моря. На фоне поступательного развития мошакской трансгрессии временами имело место отступление моря $B:Ga - 4,3-70,0$ %, по-видимому, зафиксированное отложениями пролювиального типа /3/.

В конце мошакского времени произошла наиболее значительная кратковременная регрессия $B:Ga - 1,4$ %, после которой в редколесное время устанавливается стабильная по характеру, продолжительная и максимальная трансгрессия моря $B:Ga - 12,5-44$ %. В островное время на фоне трансгрессии моря проявляются некоторые колебания её хода $B:Ga - 10,7-41,2$ %.

Согласно колебаниям уровня бассейна происходило изменение солености вод. В чистяковское время соленость вод была низкой $B:Li_2O - 0,251$ %, в мошакское время она приближалась к нормально-морской $B:Li_2O - 0,581$ %, а в редколесное время - несколько превышала значения, соответствующее нормальной солености морских вод $B:Li_2O - 1,178$ %. В островное время произошло опреснение вод морского бассейна $B:Li_2O - 0,312$ %, что, возможно, объясняется изменением климатических условий на сопредельном континенте.

Характер изменения величин $B:Ga$, $B:Li_2O$ в вертикальном разрезе пород юдомского комплекса показывает, что в период, соответствующий накоплению этих осадков в Приангарье развивается, в целом один цикл осадкона-

Т а б л и ц а 3

Средние значения и пределы колебания величин В:Ga, В:Li₂O в глинистом веществе пород юдомского комплекса и соответствующие им обстановки осадконакопления

Свиты	В:Ga		В:Li ₂ O		Обстановки осадконакопления
	пределы колебаний	средние значения	пределы колебаний	средние значения	
островная	10,7-41,2	26,0	0,208-0,312	0,312	морская с некоторым опреснением вод
редколесная	12,5-44,0	32,0	0,851-1,765	1,178	морская с повышенной соленостью
мошаковская	1,4-70,0	20,2	0,102-0,875	0,581	в низах прибрежная с опресненными водами. В остальной части - морская с нормальной соленостью
чистяковская	1,9-10,0	3,9	0,154-0,425	0,251	прибрежная с опресненными водами

копления, характеризующийся направленной сменой обстановок осадконакопления от прибрежных с опресненными водами в чистяковское и начало мошаковского времени до нормально морских в редколесное и островное время. Общая трансгрессия нарастала периодически: так трансгрессия середины мошаковского времени имеет меньший размах в колебании кривой В:Ga и продолжительность, чем трансгрессия редколесного времени. Регрессивный ход бассейна осадконакопления в начале мошаковского времени был более глубоким и продолжительным, чем регрессия в конце этого времени /рис. 3/. Анализ кривой, показывающий изменение величины В:Ga по разрезу, позволяет выявить тенденцию процесса осадконакопления в общем виде, независимо от частных отклонений. Возрастание отношений В:Ga характеризует нарастание трансгрессии, а уменьшение - регрессию. Так, например, осадки чистяковской свиты образовались в прибрежной обстановке на фоне развивающейся трансгрессии, а отложения верхней части мошаковской свиты накапливались в более морских условиях, о чем свидетельствуют большие значения В:Ga, чем в чистяковской свите, но тем не менее, на фоне регрессивного характера развития бассейна /кривая на графике смещается в сторону меньших значений/.

Содержание и соотношения химических элементов, входящих в структурную решетку глинистых минералов, позволяет судить о процессах выветривания в областях денудации и, опосредованно, - о климате в пределах этих областей. Соотношение некоторых химических элементов в глинистых минералах с течением юдомского времени меняется, что указывает на различные климатические условия, существовавшие в чистяковское, мошаковское, редколесное и островное отрезки времени.

В табл. 4 показаны средние значения и пределы колебания величины отношения $Al_2O_3:TiO_2$ и соответствующие им климатические условия. Во время накопления чистяковской свиты в области суши был семиаридный и аридный климат /рис. 3/. В мошакское время глинистое вещество поступало из об-

Т а б л и ц а 4

Свита	$Al_2O_3:TiO_2$		К л и м а т
	пределы колеба- ния	средние значения	
островная	17-20	19	гумидный
редколесная	48-175	102	аридный
мошакская	20-73	28	семигумидный семиаридный
чистяковская	17-88	39	семиаридный аридный

ласти семигумидного - семиаридного климата. Редколесное время отмечено преобладанием аридного климата, а в островное время он стал гумидным. С изменением климата согласуется изменение солености вод бассейна осадконакопления, полученное по независимым геохимическим характеристикам. Наибольшая соленость вод свойственна бассейну редколесного времени, развивавшемуся при господстве аридного климата на прилегающем континенте. Тогда как опреснение морского бассейна в островное время /помимо нескольких регрессивных моментов/ может быть объяснено свойственной этому времени гумидизацией в области сноса.

Заключение

Изложенные материалы позволяют сделать несколько выводов о характере юдомского осадконакопления. Ход осадочного процесса в юдомское время на юго-востоке Енисейского кряжа отчетливо коррелируется с его особенностями в других районах юга Сибирской платформы. Устанавливается повсеместный трансгрессивный характер юдомского комплекса с максимальным развитием трансгрессии в островное и соответствующее ему иркутское время. Юдомский комплекс трансгрессивно перекрывает верхнерифейские отложения предрифейских прогибов Сибирской платформы, а во внутренних её районах /Иркутский амфитеатр/ залегает несогласно на кристаллических породах фундамента. Трансгрессия юдомского бассейна делится на два эпизода: первый, охватывающий чистяковско-мошакское время и заканчивающийся регрессией и второй - в редколесное - островное время - , заканчивающийся регрессией в нижеусольское время. Первый эпизод характеризует начало формирования юдомо-кембрийского чехла Сибирской платформы, ему присущи наиболее дифференцированные палеотектонические и палеогеоморфологические условия осадконакопления, унаследованные от предшествующего мезоэпизодического этапа развития периферийных областей кратона. Второй эпизод трансгрессии является наиболее глубоким её проявлением при относительно однородных условиях осадконакопления. Резкость второго эпизода трансгрессии проявилась

по юго-западу периферии Сибирской платформы, где к его началу приурочены стратиграфический перерыв, пачки конгломератов и толща песчаников редко-лесного типа.

Крупная периодичность в накоплении юдомского комплекса Енисейского края согласуется с закономерностями строения юдомской свиты и соответствующими закономерностями развития бассейна в стратотипической местности юдомского комплекса (IC). При всей специфичности осадков юдомского комплекса этих двух удаленных друг от друга областей Сибирской платформы, фиксируется сходство в строении разрезов, сложности их отдельных частей и дифференцированности прогибания, свойственного этим частям. История развития юго-западной и юго-восточной окраин Сибирской платформы содержит одинаковые по геологическому смыслу переломные моменты, что может свидетельствовать о жесткости, связывающего эти области, кратона, испытывавшего к началу юдомского времени общее погружение. Юдомскому комплексу несомненно предшествовала пенепленизация покрываемого им рельефа, но по периферии кратона его нижняя часть местами связана постепенными переходами с подстилающими отложениями верхнего рифея и наследует в этих районах план прогибания, свойственный предшествующим миогеосинклинальным прогибам. В этом смысле чистяковская и мошакановская свиты Енисейского края аналогичны нижнеюдомской подсвите Юдомо-Майского прогиба.

Пенепленизация доюдомского рельефа способствовала формированию кор выветривания и наибольшей дифференциации поступавшего в бассейн обломочного материала. На общем фоне кварцевого состава песчаников юдомского комплекса фиксируются два уровня распространения их высококварцевых разновидностей. Это экстракварцевые песчаники низов мошакановской и редколесной свиты, "кварцевые" и "олигомиктовые" песчаники безмянного, марковского и парфёновского пластов Иркутского амфитеатра (9), "монокварцевые" и "олигомиктовые" песчаники нижнеюдомской и верхнеюдомской подсвит (10). По-видимому, двум эпизодам юдомской трансгрессии предшествовали две эпохи наибольшего выравнивания областей сноса.

Литература

1. Акульчева З. А. Литолого-фациальная характеристика отложений мотской свиты и основные черты палеогеографии мотского времени Иркутского амфитеатра. В сб. "Геология и нефтеносность Восточной Сибири". Изд-во "Недра", М., 1966, с. 187-210.
2. Акульшина Е. П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. диссертации, Новосибирск, 1973. 59 с.
3. Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 130, "Наука", Новосибирск, 1972, 323 с.
4. Виниченко М. Н., Слещева Л. И., Кузнецова Е. А. Основные черты литологии, палеогеографии и генезиса конгломератов мотской свиты Присаянья в связи с их золотоносностью. В сб. "Проблема металлоносных древних конгломератов на территории СССР". Изд-во "Наука", М., 1969, с. 146-150.
5. Григорьев В. Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и её обрамления. В сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963, с. 374-386.

6. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Загадного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63, 1962, с. 206.

7. Лизалек Н.А., Урумов Ю.Д. Полимиктовые терригенные породы оселковой серии докембрия Приаянья. В сб. "Новые данные по литологии, геохимии и полезн. ископ. Сибирской платформы", сер. регион. геол. и методика геол. картирования. Булл. науч.-техн. информ. № 2, ВИЭМС, М., 1969, с. 5-7

8. Писарчик Я.К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Тр. ВСЕГГИ, нов. сер., т. 89, Л., 1963, 346 с.

9. Постникова И.Ф., Розанова Т.В. Детальная корреляция продуктивных отложений терригенной части ушаковской и низов мотской свит Усть-Кут-Киренского района. Нефтепромысловая геология. Тр. ВНИИ, вып. XIVIII, изд-во "Недра", М., 1967, с. 130-141.

10. Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратогипической местности. Тр. ГИН АН СССР, вып. 210. Изд-во "Наука", М., 1970, 199 с.

11. Склярова Г.Д. Литология, меденосность и условия образования вендских и кембрийских отложений Нижнего Приангарья. Автореф. канд. диссерт., Хабаровск, 1973, 24с.

12. Советов Ю.К. Нижний кембрий центральных районов Енисейского края. Геология и геофизика, № 8, 1968, с. 135-139.

13. Советов Ю.К. Базальные слои кембрийской галогенно-карбонатной формации на юго-западе Сибирской платформы. В сб. "Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований", вып. 2, Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1970, с. 16-19

14. Советов Ю.К. Петрографические ряды и горизонты песчаников в отложениях позднего докембрия на юго-западе Сибирской платформы /в связи с проблемой нижней границы юдомского комплекса/. В сб. "Аналоги вендского комплекса в Сибири". Изд-во "Наука", 1974, с. 181-191

15. Советов Ю.К. Формации верхнедокембрийских песчаников на юго-западе Сибирской платформы. Автореф. канд. диссерт., Новосибирск, 1974.б. 21с.

16. Советов Ю.К., Бутаков Е.П. К вопросу об аналогах тасеевской серии на северо-востоке Енисейского края. В сб. "Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Зап.-Сиб. правление НТО-горное, Новосибирск, 1970, с. 23-27.

17. Солодкова Н.А. Отложения верхней части верхнего рифея и венда Енисейского края /стратиграфия, литология, условия накопления/. Автореф. канд. диссерт. Москва, 1972, 21с.

18. Degens E.T., Williams E.G. Keit M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part. II Application of Geochemical criteria Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 42. № 5, 1958, p.p. 981-997.

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Отложения позднепротерозойского возраста юго-востока Сибирской платформы наиболее полно обнажаются в бассейне реки Май (Майская впадина). Они залегают почти горизонтально на интрузивных и метаморфических породах фундамента раннепротерозойского возраста, погружаясь в северном и северо-восточном направлениях под вышележащие образования нижнего кембрия. По данным геофизических исследований и материалам геологической съемки суммарная мощность пород позднего протерозоя колеблется в пределах от нескольких сот метров на юго-западе до 300 м на севере. Осадочный чехол сложен терригенными и карбонатными образованиями морского генезиса.

По своим литологическим особенностям, комплексам строматолитов, а также наличию перерывов в разрезе, верхнепротерозойские отложения подразделяются на ряд серий и свит (4) (табл. I).

Образования нижней серии — игниканской залегают на кристаллических породах фундамента. В составе ее по литологическим особенностям выделяются две свиты (снизу вверх): майльская и челасинская.

Майльская свита представлена кварцево-полевошпатовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а в её основании отмечены прослой и линзы конгломератов. Мощность свиты в бассейне реки Май достигает 600–650 м.

Челасинская свита состоит из доломитов, в которых встречаются остатки слоистых строматолитов. В верхнем течении реки Челасина в кровле свиты отмечены редкие прослой кварцевых песчаников. Мощность отложений свиты составляет 200–250 м.

С размывом на породах игниканской серии залегают отложения майской серии, по литологическим признакам в составе последней выделяются четыре свиты (снизу вверх): эннинская, омнинская, малгинская, ципандинская.

Эннинская свита залегает без видимого углового несогласия на различных горизонтах челасинской свиты и представлена конгломератами и гравелистами (в основании), песчаниками, алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Мощность эннинской свиты равна 200–250 м.

Омнинская свита сложена алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями песчаников, а в верхней части ее отмечаются конкреции и линзы сидеритов и силицитов. Мощность свиты изменяется в пределах от 270–300 м (р. Омни) — 450 м (р. Ингили) до 750 м (р. Игникан).

Отложения малгинской свиты резко сменяют терригенные породы омнинской свиты и представлены известняками. В основании свиты отмечается прослой внутриформационных конгломератов, а в кровле — листоватые волнисто-изогнутые битуминозные известковистые доломиты, максимальной мощности до 30 м. Мощность свиты составляет 140–150 м (пос. Хаохарь) — 200–250 м (р. Игникан).

Ципандинская свита состоит из монотонной толщи доломитов с остатками пластовых и столбчатых строматолитов. В кровле ципандинской свиты, по данным геологов ВАГТ'а, наблюдается отчетливый размыв и бокситоносная кора выветривания. Мощность свиты изменяется от 330–350 м (среднее течение р. Май) до 600 м (на востоке).

Таблица I

Схема расчленения разреза осадочного чехла Учуро-Майского района по С.В. Нужнову и В.А. Ярмольку, 1959				
Группа	Система /компл- лекс/	Отдел /серия/	С в и т а	
палеозой- ская	кембрий- ская	Нижний	юдомская	
верхнепротерозойская	инглийский	уйская	кандыкская	
		майская	лехандинская	IV подсвита
				III подсвита
				II подсвита
				I подсвита
				ципандинская
		малгинская		
		омнинская		
		эннинская		
		учурская	омахтинская	
			гонамская	
уянская	конкулинская			
ниже-протерозой- ская	фундамент			

Схема стратиграфического расчленения разреза Майской впадины, предложенная автором			
Группа	Серия	С в и т а	абсолют- ный воз- раст млн. л.
верхнепротерозойская	бере- зов- ская	юдомская	580-620
		уйская	устькирбинская
	лахандинская		кандыкская
		игниканская	890
		нельканская	
		мильконская	
		кумахинская	950
	майская	ципандинская	
		малгинская	
		омнинская	1030, 1050
		эннинская	1100-1195
	игникан- ская	челасинская	1250
		майльская	1270
нижний протерозой	фундамент		2100-2300

* Определение возраста Инглийской кольцевой интрузии.

Выше залегают с размывом породы лахандинской серии, которая расчленена на четыре свиты (снизу вверх): кумахинскую, мильконскую, нельканскую и игниканскую. Нижняя — кумахинская сложена аргиллитами с прослоями доломитовых мергелей и доломитов. Среди пород этой свиты отмечены прослои, содержащие большое количество окислов железа. Четко прослеживаются в обнажениях слои с конкрециями сидерита.

Мильконская свита согласно залегает на нижележащей и представлена строматолитовыми известняками с тонкими пропластками аргиллитов.

Нельканская свита образована аргиллитами с пластами строматолитовых известняков и закированных песчаников.

Завершает серию игниканская свита, сложенная известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Мощность лахандинской серии изменяется от 500–550 м (район пос. Аим) до 600 м (р.р. Челасин, Игникан).

В составе вышележащей уйской серии выделяются кандыкская и устькирбинская свиты, представленные исключительно терригенными породами с очень редкими прослоями и конкрециями карбонатных пород. В западной части впадины отложения серии размыты, а на севере территории мощность её состав — 200–250 м.

Заканчивается разрез верхнего протерозоя отложениями юдомской свиты, трансгрессивно перекрывающей все нижележащие разновозрастные образования, которые вместе с породами кембрия образуют березовскую серию. Юдомская свита слагается в нижней части аргиллитами и мергелями с прослоями доломитов, в основании ее залегает маломощный не выдержанный по простиранию прослой конгломерата. Верхняя часть свиты представлена доломитами с пластами (до 10 м) кварцевых песчаников. Мощность юдомской свиты составляет 180–220 м.

При исследовании псаммитовых образований позднего протерозоя в основу типизации была положена генетическая классификация, базирующаяся на парагенезисе обломочных минералов (2,5,6). Такая классификация, по мнению Щутова В.Д. (6, на стр. 86) должна "содержать в себе упорядоченное обобщение признаков необходимых для восстановления генезиса пород". Генетическая типизация на основании анализа минералогии песчаников позволяет говорить об их источнике сноса, о фациально-тектонической и климатической обстановках накопления.

Песчаники пользуются широким развитием в терригенных и терригенно-карбонатных формациях позднего протерозоя. Они резко преобладают среди образований майльской, эннинской и кандыкской свит и встречаются в виде отдельных пластов в челасинской, омнинской, нельканской и юдомской (верхняя подсвита) свитах. Среди песчаных пород выделены следующие типы: кварцевые, полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые (рис. 1, табл. 2).

1. Кварцевые песчаники

Кварцевые песчаники представляют собой светлосерые, желтовато-серые, крапчатые, темносерые до черных средне- и толстоплитчатые породы. Среди кварцевых песчаников нельканской, кандыкской и юдомской свит встречаются закированные разновидности.

Распределение минералогических типов песчаников
в разрезе позднепротерозойского возраста

Тип песчаника	Юдом- ская	Кандык- ская	Нелькан- ская	Эннин- ская	Челасин- ская	Майль- ская
Кварцевый						
Полевшпато- кварцевый						
Кварцево- полевшпатовый						
Полимиктовый						



доминирующий



часто встречающийся



редко встречающийся

Этот тип характеризуется постоянством и однородностью минералогического состава. Он сложен на 90–95% кварцем с примесью полевых шпатов до 5% и обломков пород (кремней, кварцитов, кислых эффузивов) до 2–5%. Структура песчаников мелко-, средне- и крупнозернистая, реже встречаются плохо сортированные, разнозернистые разности. Степень окатанности их находится в прямой зависимости от размера зерен: крупные – окатаны до овальных, округлых, мелкие (0,1–0,15 мм) – полуокатаны, угловатые. Зерна кварца, как правило, отличаются прозрачностью и имеют нормальное, реже волнистое или блоковое погасание. Полевые шпаты, представленные главным образом калишпатам, реже плагиоклазом кислого состава, каолинизированы, замутнены, за исключением решетчатого микроклина.

Плотные разности песчаников сцементированы преимущественно кварцевым цементом регенерации. Зерна кварца с каемками регенерации плотно спаяны между собой и образуют мозаичные агрегаты, в результате песчаники приобретают кварцитовидный облик. Участками видны конформные структуры. Седиментационный контур зерен заметен благодаря тонкому прослою первоначального глинистого и железистого цемента, отделяющего зерно от регенерационной каймы. В отдельных образцах наблюдаются микростилолитовые контуры между зернами. В составе цемента принимают участие также карбонатный, реже серицит-хлоритовый материал, выполняющий поровые пространства. Карбонатный цемент (кальцит, доломит) в некоторых случаях, вероятно, является первичным

по отношению к регенерационному, так как в таких породах присутствуют карбонатные сгустки типа псевдоолитов, количество которых достигает иногда 7%. Подобные песчаники, находясь в ассоциации с карбонатными породами, имеющими обильную песчаную примесь, но здесь карбонаты цемента корродируют зерна кварца и являются вторичными по отношению к ним.

Редкой разновидностью цемента в кварцевых песчаниках является гематитовый и смешанный кварцево-гематитовый цемент базального и порового типа. Гематит корродирует зерна кварца, а в зоне гипергенеза окисляется с образованием гидроокислов железа. Наряду с вышеуказанным цементом в песчаниках участками наблюдается серицитовый и хлорито-серицитовый цемент пленочного и порового типа. Встречаются песчаники с кремнистым кристификационным цементом.

Закированные кварцевые песчаники относятся к тем разновидностям, которые содержат карбонатный материал (цемент, сгустки, псевдоолиты). Нафтид темнокоричневого цвета располагается в порах, а также в тонкорассеянном состоянии, пятнами - по карбонатному цементу, а иногда и сам цементирует породу.

Ассоциации акцессорных минералов этого типа песчаников - циркон-турмалин-рутил. Несмотря на то, что в песчаниках широко развит кварцевый цемент регенерации, пористость песчаников этого типа довольно высокая от 1,5 до 8% (табл. 3).

Т а б л и ц а 3
Литолого-петрофизическая характеристика
песчаников

Возраст/свита/	Тип породы	Нерастворимый остаток /Н.О.-%/	Объемный вес, в г/см ³	Удельный вес, в г/см ³	Общая пористость в %
Юдомская	Песчаники кварцевые	<u>92,5</u>	<u>2,49</u>	<u>2,69</u>	<u>7,68</u>
		4 ж	3	3	3
Кандыкская	Песчаники кварцевые	<u>92,34</u>	<u>2,49</u>	<u>2,61</u>	<u>4,35</u>
		3	12	12	12
	Песчаники полевошпатово-кварцевые	<u>91,66</u>	<u>2,51</u>	<u>2,73</u>	<u>7,92</u>
		6	3	3	3
Омнинская	Песчаники кварцевые	<u>96,20</u>	<u>2,44</u>	<u>2,65</u>	<u>7,77</u>
		8	7	7	7
Энинская	Песчаники	<u>86,20</u>	<u>2,48</u>	<u>2,63</u>	<u>5,32</u>
		33	7	7	7
Челасинская	Песчаники кварцевые	<u>87,42</u>	<u>2,51</u>	<u>2,61</u>	<u>4,72</u>
		20	11	11	11
Маильская	Песчаники	<u>90,00</u>	<u>2,48</u>	-	-
		2	2		

* В знаменателе обозначено число образцов

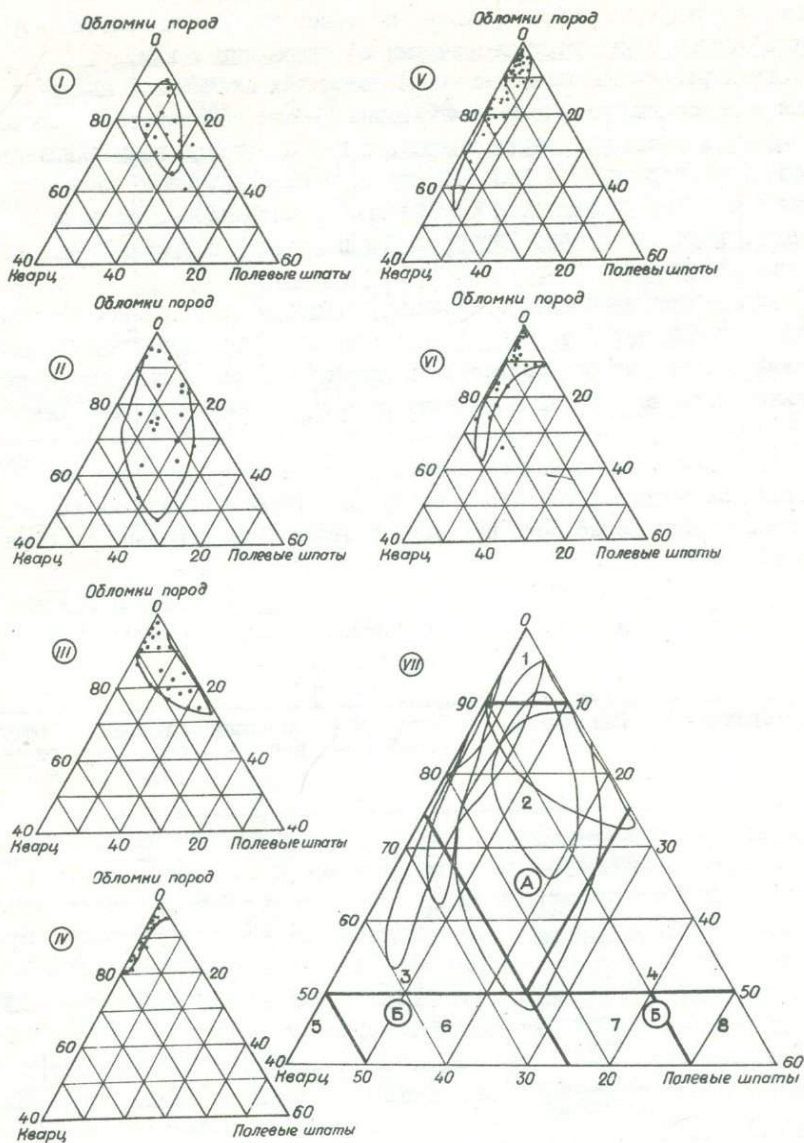


Рис. 1. Конфигурация и ориентировка минералогических полей песчаников.

1. майльская свита, 2. челасинская свита, 3. эннинская свита, 4. нельканская свита, 5. кандыкская свита, 6. юдомская свита, 7. суммарная треугольная минералогическая схема.

Классификационные поля диаграммы по А.Г. Коссовской (2), А - семейство кварцевых песчаников: 1 - мономинеральные кварцевые, 2 - олигомиктовые кварцевые, 3 - аркозово-кварцевые, 4 - граувакково-кварцевые; Б - семейство аркоз: 5 - собственно аркозовые, 6 - граувакковые аркозы; Б - семейство граувакк: 7 - собственно граувакки, 8 - полевошпатовые граувакки.

2. Полевошпатово-кварцевые песчаники

Песчаники полевошпатово-кварцевые имеют широкое распространение по разрезу и по площади. Они представлены средне-, тонкоплитчатыми, иногда листоватыми, слоистыми и косослоистыми породами различной окраски. На поверхностях напластования наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Мощность отдельных прослоев меняется в значительных пределах от 30–40 см до 1–5 м. Структура песчаников – мелко-, средне- и разнотельчатая. Минералогический состав представлен кварцем (80–90%), полевыми шпатами (7–20%) и обломками микрокварцитов и кремний (3–5%). В единичных образцах (эннинская свита) присутствуют зерна обломочного глауконита.

Цементация песчаников различна как по составу, так и по типу. Причем, отмечается зависимость типа цемента, а в связи с этим иногда и состава, от количественного соотношения обломочных зерен, и в меньшей степени от гранулометрического состава. В песчаниках мелкозернистых, где количество обломочных зерен составляет 85% и более, наблюдается преимущественно цемент регенерации кварцевого и в меньшей степени полевошпатового состава. В породах с большим содержанием цемента нередко встречается цементация смешанного типа: участками развит цемент регенерации и порового типа, а серицит-хлоритовый или карбонатный – порового или базального типа.

Новообразования полевого шпата являются идиоморфными по отношению к кварцу. Встречаются хорошо выраженные таблитчатые и близкие к ромбическим сечения кристаллов альбита. Показатель преломления альбита равен $n_x = 1,35$, угол $2V = 80^\circ$, знак удлинения положительный.

Из диагенетических минералов встречаются глауконит размером до 0,2 мм и пирит в виде мелких стяжений и кристалликов. Первичное глинистое вещество цемента большей частью раскристаллизовано, листочки гидрослюда и серицита облекают обломочные зерна, что создает спутанно-волоконистую структуру цемента. Песчаники этого типа имеют относительно высокую пористость (табл. 2).

3. Кварцево-полевошпатовые песчаники

Песчаники кварцево-полевошпатовые наибольшее распространение имеют среди отложений кандыкской и майльской свит, а так же встречаются в омнинской и челасинской свитах. Эти породы имеют разнообразную окраску, но преобладает серый цвет; наблюдаются следующие текстурные различия: тонкоплитчатые, листоватые, стелостелые, реже горизонтальнослоистые. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров.

Песчаники на 60–80% состоят из кварца, полевых шпатов до 25% и обломков пород до 5–10% (эффузивных, глинистых и микрокварцитов). Зерна кварца плохо окатаны, неправильной формы. Они имеют резко выраженное блочное угасание. Полевые шпаты (кроме микроклина) и обломки эффузивов сильно пелитизированы. Форма зерен полевых шпатов угловатая, встречаются зерна с отчетливо выраженным идиоморфизмом отдельных граней или всего зерна, в которых заметны темные, мутные, пелитизированные обломочные ядра, а новообразованные каемки нарастания обычно свежие. Обломки глинистых

пород имеют вытянутую форму, размер их колеблется от 0,1 мм до 0,5 мм.

Цемент песчаников неоднороден по своему составу и типу. Наиболее распространен поровый цемент кварцевого, кальцитового, глинистого, реже лимонитового состава и пленочный — железисто-глинистый, гидрослюдистый. Кальцит цемента корродирует обломочные зерна, иногда до полного их замещения. В битуминозных разностях нафтид располагается в поровом пространстве. Из акцессорных минералов отмечены магнетит, циркон и апатит. Пористость песчаников этого типа низка и только в некоторых образцах достигает 5,5%.

Кварцево-полевошпатовые песчаники несут следы преобразований, которые выражаются в 1) изменении обломочных зерен: разрастании кварцевых зерен, появлении идиоморфных кристалликов полевых шпатов; 2) частичном преобразовании цемента — возникновении кварцитовидных структур в цементе регенерации и спутанно-волоконистой структуры цемента в первоначальной тонкодисперсной глинистой массе.

4. Полимиктовые песчаники

Полимиктовые песчаники отмечаются среди отложений майльской и чела-синской свит. Макроскопически — это серые и темносерые, средне- и тонкоплитчатые породы. Структура их крупно-, средне- и разнoзернистая. Форма зерен часто регенерированная, первично окатанная и полуокатанная, реже угловатая.

Минералогический состав обломочной части представлен кварцем (до 60%), полевыми шпатами (30-50%), обломками пород (20-25%). Кварц состоит из зерен с облачным типом угасания. Он регенерирован, и первичные контуры его просматриваются по тонкорассеянными пылевидным частицам с обломками гидрослюда или гидроокислов железа. Нередко первичные очертания его утрачены, и рядом лежащие зерна слились с образованием "микростилолитов". Полевой шпат представлен прозрачными кластическими зернами калишпата и кислого плагиоклаза, часто регенерированные до таблитчатых и ромбовидных форм. Обломки пород крупнопсаммитовые и представлены: микрокварцитами, халцедоном, фельзитом с микропойкилитовой структурой и аргиллитом.

Цемент смешанный, регенерационно-поровый. Цементация зерен идет за счет регенерации кварца. Участками поры выполнены гидрослюдой желтовато-бурого цвета, гидроокислами железа, баритом и карбонатом. Пористость песчаников этого типа очень низкая (до 2-3%).

Песчаные породы позднепротерозойского возраста отлагались в крупных внутриконтинентальных мелководных бассейнах с нормальной или несколько повышенной соленостью в зонах внутреннего и внешнего шельфа. На основании комплекса обломочного материала и акцессорных минералов можно сказать, что осаждение происходило в близких физико-химических условиях, в зоне аридного климата на протяжении длительного времени (3). Первичный цемент в песчаниках был глинистый, глинисто-железистый, железистый и карбонатный, о чем свидетельствуют корродированные формы многих кварцевых зерен в настоящее время сцементированных вторичным кварцевым цементом регенерации.

Минералогический состав песчаников, форма обломочных зерен и их сортировка изменяются с возрастом. Древние терригенные толщи характеризуются

большим разнообразием обломочного материала и плохой сортировкой и окатанностью. Источником сноса являлись гранитоидные породы на юге и востоке близкие от бассейна осадконакопления (I).

Относительно хорошая сортировка и окатанность, однородный кварцевый состав песчато-гравийного материала нельканского, кандыкского и юдомского времени свидетельствуют о длительной транспортировке, в том числе и морскими течениями, и по всей вероятности, кроме кристаллических пород перемывались ранее отложенные терригенные образования.

Литература

1. Гудзенко В.Т., Илюхин Л.Н., Тараненко Е.И., Трофимук А.А. Особенности позднепротерозойского осадконакопления в Учуро-Майском районе Сибирской платформы. IУ научная отчетная конференция геологического ф-та МГУ, 1969.

2. Коссовская А.Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, вып. 12, № 130, 1962.

3. Лисицын А.П. Проблема современного осадкообразования в Беринговом море. Изд-во "Наука", 1966.

4. Нужнов С.В., Ярмолик В.А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. Сов. Геол., № 5, 1968.

5. Шутов В.Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. Литол. и полезн. ископаемые, № 1, 1965.

6. Шутов В.Д. Классификация песчаников. Литол. и полезн. ископаемые. № 5, 1967.

Л.И. Килина, Н.В. Мельников

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НАКОПЛЕНИЯ ДОЛОМИТОВЫХ ТОЛЩ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ ТУРАХАНСКОГО РАЙОНА

В последние годы большое значение придается поискам нефти и газа в древних отложениях Сибирской платформы. Для поисков полезных ископаемых, связанных с осадочными, и в частности с карбонатными, образованиями и прогноза их размещения особое значение имеет детальное литолого-геохимическое изучение этих толщ, выяснение условий их образования.

Нижне- и среднекембрийские отложения Тураханского района имеют карбонатный, преимущественно доломитовый состав. По литологическим особенностям они разделены на две свиты: платоновскую (нижняя половина алданского яруса), имеющую терригенно-доломитовый состав и костинскую (верхняя половина алданского, ленский и амгинский ярусы) преимущественно доломитового состава. Общая мощность их более 1800 м. Наиболее полные разрезы нижнего кембрия выходят в обнажениях по р. Сухой Тунгуске, от "Буровой" до ключа Лугового и у рч. Бечевник, на р. Нижней Тунгуске (Стрельные Горы, Голый яр). На р. Летней обнажается верхняя половина костинской свиты,

на р. Курейке – верхние горизонты костинской свиты. В последние годы кембрийские образования вскрыты в Туруханском районе II глубокими скважинами на Голоярской, Нижнелетнинской, Володинской и Сухотунгусской площадях. Данные, полученные при бурении, позволили уточнить и детализировать условия осадкообразования доломитовых толщ нижнего кембрия.

По вопросу о генезисе доломитов до сих пор нет единого мнения. Некоторые исследователи (4,5) допускают возможность осаждения доломита из морских вод нормальной солености. Определяющим фактором является соотношение Са и Mg в водах. Большинство советских ученых считают возможным образование доломитов путем непосредственного осаждения из растворов (I4, I5, I7, I8). Ряд исследователей кембрийских отложений Сибирской платформы считают, что нижнекембрийский бассейн был водоемом, в котором шел процесс почти исключительно хемогенного, частично биохемогенного осадконакопления. Происходила интенсивная садка различных солей. На первых стадиях садился карбонат кальция, затем карбонат кальция и магния. На участках с высокой соленостью вод отлагались сульфаты и галит (3, I3, I4, I5). Авторы разделяют мнение об образовании доломита в условиях повышенной солености.

По вещественному составу и генезису все породы нижнего и среднего кембрия Туруханского района разделены на ряд разновидностей (см. рис. I). Преобладают доломиты (64%), а среди них микро- и тонкозернистые (56%). В меньшей мере присутствуют известковые доломиты, сульфатно-доломитовые и терригенно-доломитовые породы.

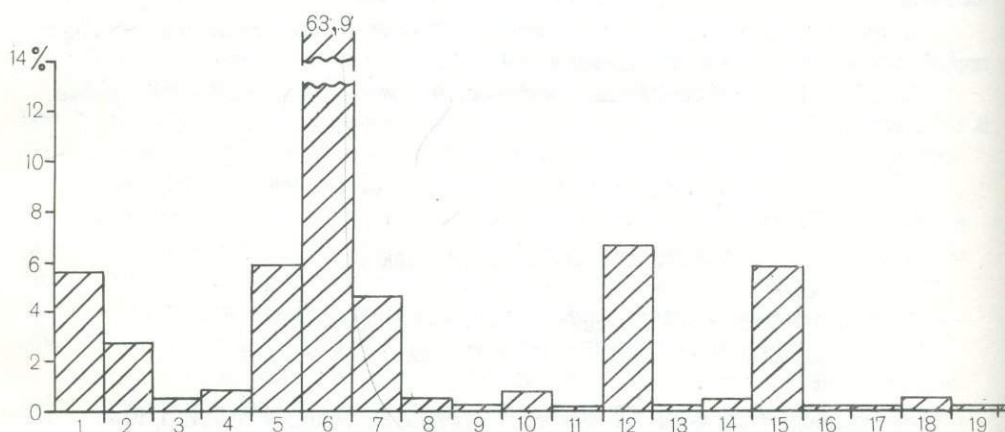


Рис. I. Основные типы пород в разрезе нижнего кембрия Туруханского района.

I – известняки, 2 – известняки доломитистые, 3 – известняки доломитовые, 4 – доломиты известковые, 5 – доломиты известковистые, 6 – доломиты, 7 – сульфатно-карбонатные породы, 8 – гипсово-ангидритовые породы, 9 – известняки глинистые, 10 – известняки алевритисто-глинистые, 11 – известняки алевритистые, 12 – доломиты глинистые, 13 – мергели доломитовые, 14 – доломиты алевритисто-глинистые, 15 – доломиты алевритистые, 16 – доломиты алевритовые, 17 – конгломераты, 18 – песчаники, 19 – алевролиты, 20 – аргиллиты.

Среди доломитов и известняков выделены обломочные (брекчии), органические (в основном фитогенные) и хемогенные (зернистые и оолитовые) разновидности.

Брекчии отмечены в обнажениях. Они обычно образуют маломощные (0,1 - 1 м), невыдержанные по простиранию прослойки, лежащие среди массивных, плитчатых или водорослевых доломитов. Обломки имеют размеры от 1 до 10 см, форма их угловатая, удлинённая, пластинчатая, скорлуповатая. Обломки ориентированы вдоль слоистости или под небольшим углом к ней. Сложены обломки мелко- и микрозернистым доломитом или известняком, иногда с примесью алевроитового или глинистого материала. Образование брекчий связано, вероятно, с временными осушениями отдельных участков бассейна. Не исключено, что часть брекчий являются брекчиями выщелачивания и обрушения. Доломитовые брекчии довольно широко распространены по всему разрезу средней и верхней подсвит платоновской свиты, в средней части нижней подсвиты, в низах и средней части средней подсвиты и почти по всему разрезу верхней подсвиты костинской свиты. Водорослевые доломиты представлены в основном караваеподобными строматолитами и их обломками. Они слагают довольно мощные и выдержанные пласты. Под микроскопом в биогермных постройках обнаруживаются многочисленные сгустки, среди которых часто отмечаются микрофитолиты. Несомненно, что биогермные постройки являются продуктом жизнедеятельности водорослей, обитавших в мелководных и хорошо аэрируемых участках бассейна. Доломиты с биогермами отмечены в низах средней и верхней подсвит платоновской свиты, широко развиты в средней подсвите и в верхней половине верхней подсвиты костинской свиты.

Доломиты зернистые широко распространены во всех свитах изученных разрезов и скважин. Среди них отмечаются пелитоморфные, тонко-, мелко- и среднезернистые разновидности.

Доломиты оолитовые встречены в средней подсвите платоновской, нижней и средней подсвите костинской свит.

В известняках наиболее распространены тонкозернистые, детритусовые и сгустковые разновидности. По характеру и строению они аналогичны доломитам и отличаются от них тем, что обломки раковин, сгустки и цементирующая масса сложены кальцитом. Известняки в виде отдельных пачек (до 40 см) отмечаются в кровле платоновской и костинской свит.

Кроме "чистых" доломитов и известняков присутствуют известково-доломитовые породы, макроскопически мало отличающиеся от первых. Количество примеси кальцита в доломите варьирует от 5 до 50%. Преобладают известковистые доломиты, сложенные на 75-95% доломитом и 5-25% кальцитом. Кальцит в виде разновеликих доломиту зерен равномерно распределен в доломитовой массе. Данные рентгеновского анализа показывают, что доломит и кальцит представлены идеальными стабильными формами (I0, II). Несомненно, что доломит и кальцит сингенетичны. Известково-доломитовые породы в виде маломощных прослоев отмечены в средней части платоновской и костинской свит. В некоторых разрезах они лежат в верхах этих свит вместо известняков. Отмечено увеличение количества прослоев известковистых доломитов и процентного содержания кальцита в доломите в западных и северо-западных участках района.

Сульфатно-доломитовые породы обнаружены в разрезах скважин. Отсутствие сульфатов в естественных обнажениях может быть объяснено, скорее всего, гипергенными изменениями пород, особенно если учесть, что для рассмат-

риваемых отложений в естественных выходах характерна кавернозность. Наиболее распространены тонко- и мелкозернистые доломиты, содержащие от I до 25% ангидрита, в меньшей мере гипса, присутствующих в виде равномерно распределенных агрегатов, изометричных и игольчатых зерен, равновеликих доломиту. Кроме сульфатоносных доломитов в разрезах Сухотунгусской площади присутствуют маломощные прослои и линзы, на 80-100% сложенные ангидритом и гипсом. Микрoзернистость и равномерное распределение сульфатов в доломите позволяют предполагать сингенетичность этих компонентов и их первичную природу. Прослои сульфатов наиболее часты в верхней половине платоновской свиты. Сульфатоносные доломиты отмечены по всему разрезу платоновской свиты. Сульфатоносность возрастает в юго-восточных участках района (увеличивается количество линз и прослоев ангидритов и их мощность в скважинах Сухотунгусской площади).

В 50-70 м ниже кровли платоновской свиты и в верхней половине средней подсвиты костинской свиты Сухотунгусской площади встречены доломиты с сингенетичным галитом.

Терригенно-карбонатные породы имеют подчиненные значения и характерны для платоновской свиты. В эту группу пород входят доломиты с примесью от 5 до 50% глинистого и алевритового материала. Преобладают глинистые доломиты (рис. I), среди которых наиболее распространены тонко-, микрoзернистые и пелитоморфные разновидности. Примесь глинистого материала колеблется от 5 до 25%, кальцита - от I до 5%. Среди глинистых доломитов платоновской свиты иногда отмечаются маломощные прослои мергелей.

Предыдущими исследованиями установлено, что кембрийские отложения Туруханского района не претерпели значительных вторичных изменений и вещественный состав пород является основным критерием восстановления условий осадкообразования (IO). Карбонатный состав отложений, фауна трилобитов в средней части костинской свиты свидетельствуют о накоплении осадков в морском бассейне и основным фактором, определяющим их состав была соленость вод бассейна.

Соленость вод восстановлена по парагенетическим связям и соотношению составляющих породы компонентов (кальцита, доломита, сульфатов, галита). В Туруханском районе породы отлагались в бассейне с повышенной соленостью вод, о чем свидетельствует почти полное отсутствие фауны, парагенетическая связь доломита с сульфатами и галитом почти по всему разрезу нижнего кембрия. Распределение по площади исследуемого района парагенетических комплексов показывает изменение солености вод на территории. Сульфатоносность и соленость доломитов увеличивается в юго-восточных частях района и почти исчезает в западных и северо-западных участках. Можно предположить, что и соленость вод менялась в этих же направлениях, оставаясь повышенной на юго-востоке района в течение всего нижнего кембрия. В позднекостинское время намечается некоторое распреснение бассейна в целом, т. е. осаждаются известковистые доломиты и известняки. Образование первичного ангидрита и галита служит подтверждением аридного климата (I8). Почти повсеместное распространение сульфатов дает основание считать, что на всей территории Туруханского бассейна в нижнем и среднем кембрии существовал аридный климат.

Основным критерием глубины бассейна являются структурно-текстурные признаки пород.

Широкое развитие строматолитовых образований, знаки ряби и трещины усыхания (в низах средней и верхней подсвиты платоновской свиты, в низах костинской свиты) и доломитовые брекчии свидетельствуют о мелководности бассейна. Иногда осадки выступали над поверхностью вод бассейна. Возникновение доломитовых брекчий, присутствие оолитовых образований свидетельствует о том, что гидродинамические условия среды были достаточно активными, чтобы смещать отдельные обломки слабо литифицированного осадка или участвовать в образовании оолитов.

Непрерывность разреза, мелководность, отсутствие признаков размыва и перерыва в осадконакоплении говорят за то, что в Тураханском районе преобладало компенсированное осадконакопление. Источник сноса был расположен за пределами района.

Карбонатный, преимущественно доломитовый состав кембрийских отложений, массивность и тонкая слоистость, минимальное количество терригенного материала, представленного в основном тонкодисперсной глинистой фракцией, незначительное количество кластического материала, хорошая его отсортированность, окатанность, преобладание кварцевых зерен свидетельствуют, что тураханский участок бассейна был достаточно удален от берега.

Значительную информацию об условиях осадкообразования несет глинистая составляющая пород. Структурная решетка некоторых глинистых минералов (гидрослюд), возникшая в процессе их образования, является весьма устойчивой и не подвергается значительным изменениям вплоть до метаморфизма пород (1,2). Под влиянием физико-химической среды бассейна осадконакопления происходит вхождение вторичных компонентов (малых элементов) в структурную решетку аллотигенных глинистых минералов. Таким образом, глинистые минералы могут служить показателем условий выветривания на континенте, т.к. здесь формируется их структурная решетка, а также показателем физико-химических условий в бассейне осадконакопления, т.к. именно здесь происходит "захват" малых элементов. В частности бор и галлий в осадочных породах почти полностью находятся в составе гидрослюд. Однако галлий поступает в глинистые минералы на континенте, бор - в морском бассейне (1,2). Отношение их концентраций в гидрослуде характеризует степень влияния континента или моря. Предполагается, что значение $B:Ga$ меньше 10 соответствует прибрежnomорским условиям, а больше 10 - условиям открытого моря.

Значения величины $B:Ga$, установленные для кембрия Тураханского района показывают, что фациальные условия были преимущественно морские и иногда прибрежnomорские. Последние существовали в бассейне р. Сухая Тунгуска в момент образования низов нижней подсвиты, низов верхней подсвиты платоновской свиты, низов верхней подсвиты костинской свиты (5).

Катченков С.М. (7) указывает, что при выветривании стронций и барий могут перемещаться в виде бикарбонатов, хлоридов и сульфатов в водных растворах. При смешении пресных вод с морскими ионы стронция продолжают свою миграцию и в морских бассейнах. Ионы бария, попадая из речных вод в морские, быстро осаждаются в прибрежных осадках, т.е. в осадках прибрежных зон морских бассейнов бария всегда будет содержаться больше, чем в осадках, отложившихся в пелагических частях. Марганец, мигрируя дальше других элементов группы железа в морских водоемах, накапливается в повышенных количествах также в пелагических участках. Используя отношения этих эле-

ментов выявлено, что в середине платоновского времени, начале костинского и второй половине костинского времени исследуемый участок бассейна был наиболее удаленным от континента (II, 12), когда значения Sr/V достигали 6-100 против 1-4 в остальных частях разреза, а Mn/Ti - 5-22 против 0,2-1,5 и только в самом начале платоновского времени в бассейне Сухой Тунгуски величина Sr/Ba меньше 1 (0,3-0,9).

О физико-химических условиях на континенте свидетельствует количество и состав поставляемого материала. Преобладание глинистой фракции, кроме удаленности от источника сноса, может говорить о выровненности его поверхности. Большое количество малоподвижных Fe и SiO_2 дают основания предполагать, что на континенте имело место химическое выветривание.

В Туруханском районе, как уже отмечалось выше, в составе терригенного материала преобладает глинистая составляющая. При пересчете на бескарбонатное вещество установлено, что области максимальных концентраций железа и малых химических элементов в терригенном материале сдвинуты в удаленные от берега части бассейна. Это позволяет считать, что они поступали в бассейн седиментации преимущественно в составе тонкодисперсного глинистого материала или в виде растворов. По-видимому, в нижнем кембрии интенсивность химического выветривания пород на территории источника сноса была значительной (12, 13). Максимум его приходится на позднекостинское время, когда значительно возрастает роль растворов в переносе химических элементов. Об интенсивности химического выветривания в областях денудации можно судить и по химическому составу глинистой составляющей пород, по величинам Al_2O_3/Na_2O . Повышенные значения этого коэффициента отмечаются в середине (80-140) и верхах (до 320) платоновской свиты, в низах, середине и верхах костинской свиты (190-290). Эти уровни отвечают этапам усиленного химического выветривания на континенте (5).

Особенности распределения по площади терригенного материала и химических элементов в различные отрезки времени дают возможность предполагать местоположение источника сноса. Преобладание восточного и юго-восточного направления увеличения элементов в нижнем кембрии и юго-восточного и северо-восточного в конце костинского времени свидетельствуют, что в целом источник сноса располагался к востоку от исследуемого района.

Величина отношения окиси алюминия к окиси титана в глинистой части пород зависит только от физико-химических условий выветривания и является показателем климатических условий на континенте (1, 2). При низких pH или гумидном климате Ti имел большую миграционную способность (относительно алюминия), обильно поступал в пути миграции и адсорбировался глинистым материалом. В данных условиях Al_2O_3/TiO_2 будет пониженным (< 20). В щелочных условиях выветривания, миграционная способность Al выше и Al_2O_3/TiO_2 будет повышенным (> 30). Нейтральные условия выветривания (pH = 6-7) характеризуются значениями от 20 до 30.

В Туруханском районе наиболее высокие значения Al_2O_3/TiO_2 (30-56) отмечаются на отдельных уровнях платоновской свиты и в середине средней подсвиты костинской свиты. Низкие значения отношения (< 20) преобладают в платоновской и верхах костинской свиты. Из этого следует, что в платоновское время в бассейн терригенный материал поступал, возможно из двух областей суши. Во одной из них климат был близким к ариднему, в другой - близкий к гумидному. В середине ленского века поступление терри-

генного материала происходило преимущественно из области суши с аридным климатом. В амгинский век питающая провинция имела гумидный климат.

Таким образом, по преобладанию в разрезе микро- и тонкозернистых доломитов, их тонкослоистости, выдержанности состава внутри каждого слоя эти толщи можно отнести к первичноосадочным. Обедненность доломитов терригенным материалом и преобладание в нем глинистой фракции, повышенные значения V/Ga в гидрослюдах, большие величины Sr/Ba , Mn/Ti свидетельствуют о том, что формирование толщ прошло в удаленном от континента участке мелководного бассейна с повышенной соленостью вод, подтверждением чего является парагенезис доломитов с сульфатами и галитом.

Литература

1. Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Изд-во "Наука", Сиб. отделение, Новосибирск, 1971, 141с.
2. Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры (на примере Сибирской платформы и ее обрамления и Западно-Сибирской плиты). Автореф., Новосибирск, 1973, 59 с.
3. Архангельская А.А., Григорьев В.Н., Зеленев К.К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраины Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, М., Вып. 33, 1960, 199 с.
4. Белобородова Г.В., Давыдов Ю.В., Казанский Ю.П. О возможности химического осаждения доломита из морских вод рифейской эры. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1972, с. 152-155.
5. Глинистые минералы как показатель условий литогенеза. Новосибирск, "Наука", (в печати).
6. Казанский Ю.П., Катаева В.Н., Шугурова Н.А. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз как реликтов древних атмосфер и гидросфер, Геология и геофизика, № II, 1969, с. 39-44.
7. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. ВНИГРИ, вып. 143, Гостоптехиздат, Л., 1959, 271 с.
8. Килина Л.И., Конторович А.Э., Малюшко Л.Д. и др. Основные черты геохимии и литологии алданского яруса северо-западной части Сибирской платформы. Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Тр. СНИИГТимС, сер. литология и геохимия, вып. 78, Новосибирск, 1968, с. 116-131.
9. Килина Л.И. Постседиментационные изменения кембрийских отложений Туруханского района. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Тр. СНИИГТимС, вып. 167, Новосибирск, 1973, с. 31-35.
10. Килина Л.И. Литолого-геохимические особенности и условия формирования кембрийских отложений Туруханского района (в связи с перспективой их нефтегазоносности). Автореф. дисс., Томск, 1973, 18 с.
11. Килина Л.И., Мельников Н.В. Условия образования кембрийских отложений Туруханского района. Вопросы литологии Сибири. Тр. СНИИГТимС, вып. 170, Новосибирск, 1974, с. 44-48.
12. Килина Л.И., Мельников Н.В. Геохимические особенности кембрийских отложений Туруханского района. Литология и геохимия нефтегазоносных образований Сибири. Тр. СНИИГТимС, вып. 193, Новосибирск, 1974, с. 30-37.

13. Петраков В.У. Стратиграфия, фации и нефтегазоносность нижнепалеозойских отложений Туруханского района. Автореф. дисс., Томск, 1966, 22 с.
14. Писарчик Я.К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с нефтегазоносностью и соленосностью). Гостехиздат, Л., 1963, 346 с.
15. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3, Изд-во АН СССР, М., 1962, 545 с.
16. Теодорович Г.И. О происхождении осадочного доломита. Сов. геология, № 5, 1960, с. 61-74.
17. Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР, М., 1959, с. 19-25.
18. Швецов И.С. Доломиты. Петрография осадочных пород. Гостехиздат, М., 1958, с. 296-299.

В.А. Дымкин

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМА
В КАРБОНАТНЫХ И СУЛЬФАТНЫХ ТОЛЩАХ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА
(БАССЕЙН р. КОТУЙ)

В западной части Анабарского массива, в нижнем течении р. Котуй, обнажаются породы юсмастакской и старореченской свит. Первая из них датируется, как верхний рифей, а породы второй - относятся к образованиям венда. Юсмастакская свита представлена неполно, описана только ее верхняя часть, составляющая 65-70 м мощности. Она сложена доломитами, известковыми и кремнистыми доломитами, а также известняками. В виде небольших по мощности слоев встречаются оолитовые доломиты. Для этой свиты характерно широкое распространение строматолитовых построек, причем встречаются, как пластовые, так и столбчатые строматолиты.

На неровную, а местами слабо волнистую поверхность юсмастакских доломитов налегают породы старореченской свиты, представленные доломитами, глинистыми и кремнистыми доломитами, аргиллитами, гипсами и гипсоносными доломитами. В одних разрезах нижняя часть свиты складывается преимущественно гипсами и гипсоносными доломитами, причем гипсы составляют до 50% мощности разреза (участок между рр. От-Юрах - Дебянгде). В других местах распространенность гипсов явно второстепенна, а в некоторых обнажениях они отсутствуют вообще.

Окремнению подвергаются, как оолитовые доломиты, так и гипсоносные горизонты. На различных горизонтах карбонатных пород обеих свит отмечаются небольшие и разнообразные выделения кремнезема в виде линз, линзовидных прослоев и маломощных слоек. Довольно часто окремнение карбонатных пород обнаруживается только под микроскопом. По характеру замещения и выделения различаются несколько разновидностей кремнистых образований: 1/ окремнение цемента оолитовых доломитов, 2/ окремнение самих оолитовых образований, 3/ одновременное окремнение цемента и оолитов, 4/ выделение

кремнезема в гипсовых слоях, 5/ выполнение пустот и трещин, 6/ выделение кремнезема в виде тонких прослоек.

Окремнение, как цементирующей массы, так и оолитов, явление довольно обычное, причем этот процесс проявляется на разных горизонтах свит с различной степенью интенсивности. Доломитовые оолиты представляют собой образования почти правильной сферической формы, реже эллипсоидной. Обычно в породе они разобщены между собой и только в отдельных, весьма редких случаях, встречаются два или три соприкасающихся между собой оолита. Размеры оолитов колеблются от 0,1 до 0,72 мм. В одних случаях, кремнезем развивался на месте цементирующей массы, а оолиты остались незамещенными или заместились частично, в других — окремнению подвергались сами оолитовые образования и, наконец, имеются случаи, когда карбонатная порода замещается полностью.

В том случае, когда происходит замещение цемента в оолитовом доломите, оолиты практически остаются незатронутыми процессами окремнения или затронуты в ничтожной степени. В некоторых из них наблюдаются микрозернистые выделения кварца, которые слагают небольшие, неправильной формы участки или образуют отдельные концентрические зоны, подчеркивающие, по-видимому, первичную концентрически-зональную структуру оолитовых доломитов. Здесь оолиты представлены чаще всего криптозернистыми агрегатами. Характерно, что сохранившаяся от замещения криптозернистая доломитовая масса оолитов не претерпевает перекристаллизации и увеличения зернистости в ней не происходит.

В значительно большей степени окремнению подвергалась доломитовая масса, составляющая цемент оолитов. В некоторых участках доломит не сохранился вообще и весь цемент представлен агрегатами кварца. По своей морфологии этот кварц неодинаков. Его микрозернистые разности обычно непосредственно примыкают к доломитовым выделениям, а более крупные изометричные зерна, размером до 0,028 мм, располагаются в удалении, в центральных частях кремнистых перемячек. В некоторых участках агрегаты кварца, непосредственно окаймляющие доломитовые образования, располагаются грубо радиально, напоминая собой выделения халцедона. Возможно, что здесь имеет место переход халцедона в кварц. В большинстве же своем кварц изометричный, зерна его тесно сростаются по неровным извилистым линиям.

В некоторых оолитах внешние контуры бывают как бы зазубренными, и зерна кварца "бухтообразно" проникают в них, частично замещая карбонат. Несмотря на хорошую сохранность большинство оолитов, некоторые из них, тем не менее, подвергаются окварцеванию и даже, что бывает редко, замещаются полностью тонкозернистым кварцем.

Когда окремнению подвергаются сами оолитовые образования, цемент остается без изменений. По внутреннему строению эти оолиты более простые. В основном они состоят из микро-тонкозернистых агрегатов кварца, которые в большинстве своем не обнаруживают ни радиально-лучистого, ни концентрически-зонального строения. И лишь очень редкие оолиты сохраняют едва заметную концентрическую структуру. Обычная, равномерозернистая структура, только иногда нарушается появлением в отдельных оолитах неправильной формы скоплений более крупнозернистых агрегатов кварца размером до 0,32 мм. Большинство оолитов имеет правильную округлую форму, реже встречаются сплюснутые индивиды. И лишь в очень редких случаях наблюдаются более сложные по форме выделения, по-видимому, утратившие округлые очертания за

счет неравномерного замещения доломитом. Не исключено, что этот процесс доломитизации более поздний. В основном же все кремнистые выделения возникли за счет окремнения оолитовых доломитов. Характерно, что почти все кремнистые оолиты отделяются друг от друга тонкими перемычками доломита, который играет роль цемента. Помимо доломита, в цементе местами встречаются среднезернистые агрегаты кварца. Но их, как правило, немного и они составляют ничтожную часть (до 2-3%) цемента.

Окремнение оолитовых доломитов даже на небольшом участке разреза шло крайне неравномерно. По разрезу можно проследить все стадии замещения доломита: от появления кремнистого вещества в виде небольших участков, до сплошных полей его развития.

Интересно, что в том случае, когда карбонат замещается полностью, оолитовое строение породы сохраняется и криптозернистое кремнистое вещество, слагающее оолиты, почти во всех случаях, не обнаруживает сколь угодно существенной перекристаллизации. В случае же, когда кремнезем слагает цемент, он почти всегда бывает перекристаллизованным со значительным увеличением размеров зерен. То же можно сказать и про реликты доломитовых оолитов, которые также оказываются перекристаллизованными.

Линзовидные образования кремней распространены в гипсоносных слоях старореченской свиты. Слой гипса мощностью пять метров содержит линзы кремней размером 5x15 см, ориентированные согласно напластованию. Они сложены тесно сросшимися агрегатами халцедона и кварца, причем халцедон преобладает и составляет примерно 75-80% объема линзы. Агрегаты в виде сферолитов иногда сростаются между собой по неровным ломанным линиям и приобретают полигональные очертания. Отдельные сферолиты имеют регенерационные каемки. Границы халцедона и кварца, как правило, неровные, извилистые. Некоторые зерна кварца сохраняют внешний облик халцедона - лучистое строение. Последний, по-видимому, частично претерпел раскристаллизацию с образованием кварца. Таким образом, здесь наблюдается постепенное упорядочение структуры первичного кремнистого вещества. Но, возможно, и другое объяснение этого явления. Экспериментально установлено (2), что растворимость кристаллических форм кремнезема, значительно ниже, чем аморфного. Поэтому, вполне вероятно, что кварц и халцедон отлагались непосредственно из истинного раствора. Ж. Милло (3, с. 223) ссылаясь на экспериментальные работы (4), приходит к выводу, что "обычным состоянием кремнезема в природных водах является состояние истинного раствора". Однако, нельзя исключить и возможность отложения кремнезема из коллоидных растворов.

Совершенно иную морфологическую разновидность кремнистого вещества представляют его выделения, которые образовались за счет выполнения небольших открытых полостей и трещинок. В этом случае, небольшие, неправильной формы пустотки и микротрещины бывают сложены халцедоном и кварцем.

Халцедон встречается в виде одиночных сферолитов или агрегатных скоплений, общая форма которых жилкообразная, либо более сложная - гнездообразная. Одиночные сферолиты в разрезе имеют округлые очертания, сферолиты же, собранные в агрегаты, не всегда имеют строго округлые формы, сростаясь между собой они образуют полигональные очертания. Иногда такие образования, выполняющие полости или трещинки, имеют вид половинчатых сферолитов, зародышевый центр которых располагается на стенке полости и

разрастание халцедона идет веерообразно внутрь полости. С другой стенки пустотки так же растут сферолиты и где-то в средней части полости они соприкасаются по неровной ломанной линии.

Характерно, что в полостях и трещинках, наряду с халцедоном встречаются агрегаты изометричных зерен кварца. Возможно, что часть кварца в полостях, особенно примыкающая к сферолитам халцедона, возникла за счет раскристаллизации последнего. Об этом, в частности, свидетельствует местами сохранившаяся лучистая форма зерен кварца. Однако, последний составляет незначительную часть перекристаллизованных агрегатов. Значительно большим развитием пользуется кварц тонкокриптозернистой размерности. Этот тип кварца, возможно, возникал непосредственно из раствора. Иногда кварц, выполняющий полые трещинки, встречается в виде друзовидных обособлений. Здесь он характеризуется крустификационно-зональным строением. Внешние зоны представлены изометричными зернами кварца, размером до 0,2 мм, далее, внутрь полости, к центральной части идет зона, сложенная удлиненными, также неправильной формы агрегатами, примерно такой же размерности и, наконец, следующая за ней зона представлена более мелкозернистыми индивидами, размером 0,015-0,28 мм. Центральная часть бывает сложена крупнозернистым изометричным кварцем. По своей морфологии кварц, слагающий зоны, напоминает халцедон. Количество зон в таких образованиях может меняться, но строение в целом остается такое же. Деплес Э.К., ссылаясь на Дж.Б.Хейса (I), говорит, что кремнистые жеоды могли возникнуть при замещении карбонатных конкреций. Такие жеоды довольно резко ограничены от вмещающих карбонатных пород. Не исключено, что и рассмотренные образования могли возникнуть подобным образом.

В гипсомосных доломитах иногда встречаются такие (до 0,8 см) линзочки и линзовидные прослои кремней. Окремнение здесь идет отдельными тонкими слойками, обуславливая появление пород, смешанного карбонатно-кремнистого состава, в которых часто чередуются микрополоски доломита и тонкозернистого кварца. Нередко сплошность доломитовых полосок прерывается и соседние кремнистые полоски перемычками соединяются между собой. Такие структурные соотношения указывают на то, что процесс образования кремнистого вещества происходил позднее.

Проведенные исследования позволяют вполне определенно установить, что выделение кремнистого вещества проходило в разное время. Кремнистое вещество осаждалось вместе с сульфатами и карбонатами, а затем перераспределялось в толще образовавшихся пород, используя для миграции и последующего отложения зоны трещиноватости и участки повышенной пористости.

Относительно источника кремнезема можно предположить, что основная масса его связана с термальными водами. Инфильтрация термальных растворов и взаимодействие их с морскими водами, по-видимому, вызвало осаждение кремнезема.

Литература

I. Десплес Э.К. Кремнезем как фактор диагенеза (и катагенеза). В кн. "Диагенез и катагенез осадочных образований". Изд-во "Мир", 1971, с. 291-306.

2. Краускопф К.В. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. В кн. "Геохимия литогенеза", М., Изд-во "ИЛ", 1963, с. 210-233.
3. Милло Ж. Геология глин. Л., "Недра", 1968, 358 с.
4. Окамото, Го, Окура, Такеси, Гого, Куцуми. Свойства кремнезема в воде. В кн. "Геохимия литогенеза", М., Изд-во "ИЛ", 1963, с. 196-209.

Е.П. Акульшина, В.И. Москвин, В.Г. Петров
Г.М. Писарева

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ И ГЛИНИСТОЕ ВЕЩЕСТВО СЛАНЦЕВ РИФЕЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В юго-восточной части Енисейского кряжа в пределах Ангаро-Питского синклиория широко распространены мощные осадочные толщи рифея, представленные переслаивающимися глинистыми сланцами и карбонатными породами. В бассейнах рек Большой Пит и Горбилук глинистые сланцы преобладают в разрезах среднерифейских отложений: в шунтарской, потоскуйской, погорийской, удерейской и горбилукской свитах, а в кординской и нижнерифейской пенченгинской свитах их значительно меньше.

В настоящей статье приводятся результаты исследования органического и глинистого вещества сланцев указанных выше свит.

Характеристика органического и глинистого вещества

Шунтарская свита /700 м/ изучена в коренном обнажении на правом берегу р. Горбилук в 8 км выше его устья. Преобладающие породы разреза /90%/ - темно-серые и черные глинистые сланцы горизонтально- и пологоволнисто-слоистые. Структура сланцев чаще всего крупнопелитовая и алевропелитовая. Обломочный материал алевритовой размерности образует линзы и тонкие прослои. Среди обломков преобладают кварц, чешуйки слюд и реже плагиоклаз с полисинтетическими двойниками. В прожилках мощностью до 0,2 мм развивается вторичный кальцит и реже гипс. Последний обычно присутствует в местах с высоким содержанием органического вещества и вероятно образовался за счет окисления сульфидов. По всей массе рассеяны или концентрируются слоями кристаллики и зёрна пирита размером 0,07-0,1 мм. Вокруг зёрен пирита часто наблюдаются каёмки хлорита, кварца и серицита. В некоторых случаях, из-за значительного количества пирита, структуру породы можно относить к порфиробластовой. Характерной особенностью сланцев свиты, по-видимому также обусловленной окислением сульфидов является выделение белых квасцов при выветривании.

Благодаря высокому содержанию органического вещества в сланцах $C_{орг}$ обычно 0,24-0,55, но часто и до 3,5%, а в других районах по данным Св. Сидоренко до 3,11%, некоторые разновидности пород именуются "углистыми" (9). Часть глинистых сланцев шунтарской свиты имеет фитоцелитовую структуру, причем на долю тонкодисперсного органического вещества в них прихо-

дится 60–70%, а минеральной части 20–30%. Обычная же форма нахождения углеродистого вещества, наблюдаемая в шлифах пород – точечная тонкодисперсная и микротрещинная (IO). В разрезе свиты встречаются прослои, в которых OB представлено прямыми и изогнутыми обрывками толщиной 0,03–0,06 мм, длиной 0,2–0,6 мм, расположенными как перпендикулярно слоистости, так и по наслонению. Исследование шлифов в ультрафиолетовом свете позволяет считать вещество обрывков подобное гумусовому, высокой степени метаморфизма.

Возможно, что это растительный детрит и остатки корневой системы. Степень битуминизации органического вещества β $C_{\text{орг}} = \frac{\text{выход хлороформенного экстракта}}{C_{\text{орг}}}$ сланцев шунтарской свиты небольшая – $C_{\text{орг}} 1-2,5\%$;

элементарный состав^ж объединенного хлороформенного экстракта 6 образцов, из 50 м пачки черных сланцев в нижней части свиты следующий: $C^0 = 68,6\%$; $H = 12,7\%$; $S = 0,2\%$; $O + N = 18,5$.

Глинистое вещество в породах шунтарской свиты раскристаллизовано на 50%. Крупные кристаллы, видимые под микроскопом, представлены гидрослюдой и хлоритом. Тонкодисперсная часть глинистого вещества также состоит из гидрослюды и хлорита. Гидрослюда диоктаэдрическая преобладает или полностью составляет фракцию $< 0,002$ мм. Хлорит магниезально-железистый присутствует в незначительных количествах. В некоторых образцах отмечаются тонкодисперсный кварц и полевые шпаты.

В составе глинистого вещества тонкодисперсной размерности имеется окислов кремния 40–65%, алюминия 15–20%, натрия 0,07–1,85%, калия – 3–5%, железа 1,8–18%, магния 1,0–4,5%. По данным спектрального анализа в глинистом веществе тонкодисперсной размерности содержится марганца – 0,010–0,045%, титана – 0,2–0,7%, галлия – 0,0021–0,0035%, хрома 0,003–0,012%, никеля – 0,003–0,0055%, ванадия 0,007–0,035%, циркония 0,011–0,040%, меди – 0,0009–0,03%, кобальта 0,00045–0,0018%, цинка 0,0015–0,0095%, свинца – 0,0005–0,0045%, бора 0,007–0,045%, бария 0,17–0,3%, стронция 0,002–0,12%.

Потоскуйская свита /1000 м/ на левом берегу р. Большой Пит выше устья р. Харитоновский сложена зеленовато-серыми и темно-серыми горизонтальнослоистыми сланцами с крупнопелитовой и алевропелитовой структурой. Минеральный состав и вторичные преобразования сходны с таковыми в шунтарской свите. Однако для потоскуйской свиты характерно значительно меньшее количество сульфидов; иногда здесь встречается свилеватая /микроочковая/ текстура, округлые и линзовидные включения которой выполнены тонкозернистыми агрегатами хлорита, серицита, кварца и лейкоксена. Вероятно, такая структура обусловлена туфогенным типом исходной породы. Тонкодисперсного органического вещества в сланцах свиты немного – $C_{\text{орг}} 0,03-0,04\%$, и очень редко доходит до 0,08%. При таких концентрациях наблюдать какие-либо формы выделения органического вещества в шлифах не удается. Степень битуминизации органического вещества также невелика – $\beta = 7-8\%$.

Глинистое вещество потоскуйской свиты раскристаллизовано в большей степени /60–70%/ чем в шунтарской. Крупные кристаллы, видимые под микро –

^ж Все химические анализы выполнены в лаборатории органической геохимии СНИИГТМСа.

скопом, представлены хлоритом и серицитом. Тонкодисперсная составляющая глинистого вещества сложена гидрослюдой и хлоритом, в некоторых из исследованных образцов — только гидрослюдой или каолинитом и гидрослюдой. Отмечается незначительная примесь пиррофилита, гетита и полевых шпатов. Глинистое вещество содержит окислов кремния 47–61%, алюминия 16–25%, натрия 0,39–1,45, калия 3,8–7,0%, железа 0,94–6,0%, магния 0,5–6,8%. Малые элементы содержатся в следующих количествах: марганец 0,0008–0,05%, титан 0,2–1%, галлий 0,001–0,004%, хром 0,002–0,006%, никель 0,0008–0,0045%, ванадий 0,009–0,017%, цирконий 0,022–0,032%, медь 0,001–0,008%, кобальт 0,0003–0,0018%, цинк 0,003–0,006%, свинец 0,0001–0,0018%, бор 0,0027–0,016%, барий 0,035–0,14%, стронций 0,0035–0,018%.

Величина А:В, характеризующая кристалличность гидрослюды в тонкодисперсной фракции колеблется в пределах 2,3–4,0, что свидетельствует о различной степени постседиментационных преобразований глинистого вещества. Большая часть исследованных образцов относятся к стадии метатенеза, некоторые к стадии глубинного катагенеза.

Погорьская свита по левому берегу р. Большой Пит, в 2 км выше устья кл. Золотой имеет мощность 600 м. Темно-серые и зеленовато-серые сланцы составляют 50% разреза. Для свиты характерно тонкое чередование слоев пелитовой, алевроитовой и песчаной размерности. Структура сланцев крупнопелитовая и микролапидобластовая. Пирит и ромбоэдри железистого карбоната создают участками микропорфиробластовую структуру. Как и в потоскуйской свите глинистые сланцы содержат незначительное количество тонкодисперсного органического вещества — $C_{орг}$ 0,03–0,04, изредка 0,09%.

Глинистое вещество раскристаллизовано на 70–80%. Под микроскопом наблюдаются гидрослюда, хлорит. Хлорит обычно ориентирован по слоистости и размеры чешуек достигают 0,2–0,3 мм. Тонкодисперсное глинистое вещество изучалось только в образцах из разреза по р. Горбылок, в которых оно сложено гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. Присутствует примесь полевых шпатов.

В составе тонкодисперсного глинистого вещества имеется окислов кремния 45–48%, алюминия 19–25%, натрия 1,04–2,05%, калия 3,9–6,5%, железа 6–12%, магния 1,1–1,7%. Малые элементы содержатся в следующих количествах: марганец 0,017–0,034%, титан 0,09–0,2%, галлий 0,003–0,007%, хром 0,008–0,022%, никель 0,004–0,0066%, ванадий 0,012–0,021%, цирконий 0,02–0,05%, медь 0,003–0,010%, кобальт 0,0005–0,001%, цинк 0,002–0,010%, свинец 0,0005–0,0019%, бор 0,006–0,018%, барий 0,21–0,33, стронций 0,003–0,1%.

Удере́йская свита изучена в двух разрезах по р. Горбылок выше устья р. Большая Каченда /1000 м/ и по реке Большой Пит выше р. Чалбухты /700 м/, в которых она сложена глинистыми сланцами. По степени метаморфизма и содержанию органического вещества породы этих разрезов различаются.

В бассейне Большого Пита темно-серые горизонтально-слоистые филлитизированные глинистые сланцы с пелитовой структурой основной массы постепенно переходят в кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы, имеющие микролапидобластовую структуру. Текстура сланцев обусловлена параллельным расположением слюдястых минералов. Обычно такие сланцы содержат небольшое количество тонкодисперсного органического вещества — $C_{орг}$ 0,04–0,07%.

По реке Горбылок развиты чёрные горизонтально-слоистые глинистые кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы и кварц-хлоритовые

сланцы с хлоритоидом. Наблюдается редкий пиритизированный детрит, напоминающий растительный детрит из шунтарской свиты. Иногда в сланцах наблюдаются "свилеватые" текстуры. При выветривании сланцы удерейской свиты по р. Горбиллок также выделяют квасцы. Содержание органического вещества в сланцах колеблется в пределах 0,1-0,2%, что на порядок выше, чем в бассейне Большого Пита. Степень битуминизации органического вещества от 1,5 до 12,5%. Элементарный состав хлороформенного битумоида объединённого с 3 образцов нижней части разреза следующий: C = 74,92%, H = 11,24%, O + N = 13,84%.

Глинистое вещество пород удерейской свиты в бассейне р. Горбиллок раскристаллизовано на 90-95%. Под микроскопом наблюдаются хлорит, серицит, хлоритоид. Тонкодисперсная глинистая фракция сложена гидрослюдой и магнезиально-железистым хлоритом. Во всех исследованных образцах имеются полевые шпаты, в некоторых из них тонкодисперсный кварц. В составе тонкодисперсного глинистого вещества имеется окислов кремния 48-50%, алюминия - 15-27%, натрия 0,18-1,98%, калия 3,36-5,52%, железа 5,1-9,5%, магния 1,1-2,4%. Малые элементы содержатся в следующих количествах: марганец 0,015-0,12%, титан 0,1-0,65%, галлий 0,001-0,008%, хром 0,004-0,023%, никель 0,002-0,009%, ванадий 0,11-0,35%, цирконий 0,025-0,1%, медь 0,0035-0,016%, кобальт 0,0007-0,002%, цинк 0,0016-0,015%, свинец 0,0008-0,007%, бор 0,0055-0,013%, барий 0,11-0,27%, стронций 0,005-0,07%.

Определение степени постседиментационных изменений по структурным особенностям гидрослюды показало, что величина V_0 характеризует низкотемпературный метаморфизм с хлоритовой зоной или метаморфизм низкого промежуточного давления, зеленосланцевые фации. Для некоторых образцов устанавливается метаморфизм типа Барроу.

Горбиллокская свита по р. Горбиллок выше устья Большой Каченды имеет мощность до 800 м и сложена тёмно-серыми серицит-хлоритовыми и биотит-хлорит-серицитовыми сланцами. Структура сланцев микролепидобластовая. Появление биотита и своеобразных агрегатов-псевдоморфоз, по-видимому, можно объяснить пепловой природой части исходного материала. Характерно, что при разрушении сланцы горбиллокской свиты дают ровные больших размеров "грифельные" доски, в которых наблюдаются редкие крупные кристаллы пирита. Тонкодисперсного органического вещества в горбиллокских сланцах крайне мало - $C_{орг}$ обычно менее 0,001%.

Глинистое тонкодисперсное вещество пород горбиллокской свиты по р. Б. Пит и Горбиллок состоит в основном из гидрослюды магнезиально-железистого хлорита. Соотношения между главными компонентами самые различные. Преобладающим может быть, как гидрослюда так и хлорит. В некоторых образцах отмечаются смешаннослойные разности гидрослюды и каолинит. Почти во всех исследованных образцах присутствуют полевые шпаты, лишь в некоторых - тонкодисперсный кварц.

В глинистом тонкодисперсном веществе содержится 0,015-0,15%, титана 0,07-0,34%, галлия 0,0014-0,0056%, хрома 0,006-0,015%, никеля 0,0018 - 0,0068%, ванадия 0,005-0,030%, циркония 0,013-0,1%, меди 0,001-0,05%, кобальта 0,0003-0,003%, цинка 0,003-0,018%, свинца 0,0010-0,0032%, бора, 0,0010-0,025%, бария 0,040-0,22%, стронция 0,003-0,100%.

Величина структурного параметра гидрослюды V_0 показывает, что сланцы горбиллокской свиты по р. Б. Пит ниже острова Еловый и по р. Горбиллок вы-

ше устья р. Коченды претерпели постседиментационные преобразования, находящиеся на стадии от низкотемпературного метаморфизма с хлоритовой зоной до метаморфизма типа Барроу с появлением биотита и алмандина.

Кординские сланцы в бассейне Б. Пита, выше устья Оявол имеют кварц-хлорит-серицитовый состав и содержат небольшое количество тонкодисперсного органического вещества 0,005-0,006%. В разрезе свиты ниже острова Еловый в черных биотит-андалузитовых сланцах содержание $C_{орг}$ увеличивается до 0,04%.

Тонкодисперсное глинистое вещество в породах кординской свиты /ручья Оявол/ сложено гидрослюдой и хлоритом. Гидрослюда в большей части образцов является преобладающим компонентом. Хлориты магниезально-железистые, иногда железистые. Присутствуют смешаннослойные минералы, монтмориллонит, полевые шпаты и тонкодисперсный кварц. В образцах пород, отобранных ниже о. Еловый, в глинистом веществе преобладающим является хлорит, отмечается примесь каолинита. В составе тонкодисперсного глинистого вещества имеются окислы кремния 44-50%, алюминия 16-20%, натрия 0,75-1,92%, калия 3,14-4,72%, железа 9-14%, магния 1,48-2,95%. Малые элементы в тонкодисперсном глинистом веществе находятся в следующих количествах: марганец 0,003-0,13%, титан 0,10-0,68%, галлий 0,0010-0,0068%, хром 0,008-0,045%, никель 0,0020-0,011%, ванадий 0,002-0,065%, цирконий 0,013-0,10%, медь 0,0010-0,050%, кобальт 0,0005-0,0036%, цинк 0,003-0,03%, свинец 0,00085-0,0045%, бор 0,001-0,015%, барий 0,015-0,27%, стронций 0,0015-0,12%.

Постседиментационные изменения сланцев кординской свиты по левому берегу р. Б. Пит выше р. Оявол по величине V_0 характеризуются как метаморфизм типа Барроу с появлением биотита и алмандина, так и глаукофанитовой зеленосланцевой фации. В разрезе сланцев правого берега р. Б. Пит ниже острова Еловый степень постседиментационных изменений находится в более широких пределах - от низкотемпературного метаморфизма с хлоритовой зоной до глаукофанитовой зеленосланцевой фации.

На левом берегу р. Большой Пит ниже устья Гремихи вскрыты отложения пенченгинской свиты / 1200 м/. В верхней части разреза распространены темносерые тонкорассланцованные хлорит-серицитовые и кварц-хлоритовые породы с соответственно микролепидобластовой и гранобластовой структурой. Обычно на фоне высокополяризующей полностью раскристаллизованной основной массы наблюдаются зёрна кварца с мозаичным погасанием размером 0,1-1 мм, кристаллы пирита, гематита и магнетита; многочисленные прожилки выполнены чаще всего хлоритом. В средней части разреза появляются эпидотовые сланцы а в нижней - кристаллические слюдяно-кварцевые. Указанная общая последовательность нарастания степени метаморфизма пород вниз по разрезу свиты часто осложняется явлениями контактового метаморфизма. В этих случаях описанные выше породы довольно быстро сменяются ороговикоподобными сланцами и пироксеновыми роговиками.

В сланцах верхней части пенченгинской свиты содержание тонкодисперсного органического вещества также незначительно - $C_{орг}$ 0,007-0,08%, но довольно высокая для рифейских отложений енисейского края степень битуминизации органического вещества - от 7,5 до 71%. Элементарный состав хлороформенного битумоида объединенного из двух образцов с верхней части свиты таков: C = 72,5%, H = 9,95%, O + N + S = 17,55%.

Тонкодисперсная фракция < 0,002 мм в породах пенченгинской свиты представлена разнообразными минералами. Рентгенографически определяются

гидрослюда, хлорит, пиррофиллит, тальк, полевые шпаты, озанит /?/, кордиерит и тонкодисперсный кварц. Примерно в половине изученных образцов тонкодисперсное вещество сложено гидрослюдой и хлоритом с незначительной примесью полевых шпатов и кварца. Другая половина образцов в составе тонкодисперсной фракции содержит тальк, озанит /?/, кордиерит, либо слагающие фракцию полностью, либо частично вместе с гидрослюдой и хлоритом. Слои, содержащие в тонкодисперсной фракции глинистые минералы в разрезе чередуются со слоями, тонкодисперсная фракция которых состоит из неглинистых минералов частично или полностью. При этом увеличения содержания последних с глубиной залегания в пределах разреза свиты не отмечается.

В составе тонкодисперсной фракции пород пенченгинской свиты содержится окислов кремния 42–60%, алюминия 0,8–16%, натрия 0,14–2,72%, калия 0,24–6,74%, железа 2,85–15,5%, магния 2,05–31,25%. Малые элементы присутствуют в следующих количествах: марганец 0,03–1,0%, титан 0,1–1%, галлий 0,001–0,0035%, никель 0,001–0,04%, ванадий 0,001–0,04%, цирконий 0,008–0,1%, медь 0,001–0,03%, кобальт 0,001–0,01%, цинк 0,0035–0,014%, свинец сл–0,003%, бор 0,001–0,0052%, барий 0,007–0,50%, стронций 0,001–0,09%.

Структурные параметры гидрослуды сланцев пенченгинской свиты свидетельствуют об интенсивных постседиментационных преобразованиях. Большая часть изученных образцов относится к стадии метаморфизма типа Барроу с появлением биотита и алмандина а также к глаукофанитовой зеленосланцевой фации.

Органическое и глинистое вещество как показатели условий образования и постседиментационного преобразования сланцев.

На общем фоне незначительного количества органического вещества в сланцах резко выделяется два стратиграфического уровня с повышенным содержанием ОВ – шунтарская и удерейская свиты, к которым приурочена повышенная концентрация золота в сланцах. Эта общая связь значительно осложняется влиянием ряда других факторов, главные из которых степень и характер постседиментационных преобразований. Наиболее благоприятная для концентрации золота степень постседиментационного преобразования пород соответствует фации зелёных сланцев в сочетании с сульфидной минерализацией.

По имеющимся в настоящее время данным оба уровня с повышенным содержанием ОВ пространственно приурочены к бассейну р. Горбилук. Концентрации ОВ в сланцах удерейской свиты бассейна реки Большой Пит чаще не превосходят фоновых. Если учитывать, что породы удерейской свиты в указанных районах находятся на одной стадии постседиментационного преобразования, то пространственную локализацию повышенных концентраций ОВ в пределах этого уровня можно объяснить различиями в геохимических условиях осадкообразования.

Содержание битумоидов в сланцах колеблется в крайне узких пределах /0,008–0,006%/ и не зависит от концентрации $C_{орг}$. Битумоиды, в связи с набором объектом исследования глинистых сланцев заведомо являются сингенетичными остаточными. Высокое содержание гетероэлементов в битумоидах подтверждает их остаточный характер. В связи с значительным гипергенным окислением отношение C/N в хлороформенном битумоиде довольно низкое – 5,6–7,2. Степень изменения хлороформенного битумоида /2/ / $w = \frac{C+H}{O+N+S}$ / в общем небольшая и равна для шунтарской свиты – 4,3, удерейской – 6,2,

пенченгинской - 4,6. Степень битуминизации ОБ сланцев за исключением пенченгинской свиты колеблется также в небольших пределах - 1-7,5%. В связи с этим высокая степень битуминизации ОБ пенченгинской свиты при небольшой концентрации $S_{орг}$ хотя и не противоречит известной закономерности Успенского-Вассоевича, может быть объяснена дополнительным продуцированием битумоидов остаточным ОБ сланцев в жестких условиях контактового метаморфизма.

На рис. 1 приводятся инфракрасные спектры поглощения нефракционированного хлороформенного битумоида из сланцев нижней части шунтарской свиты и спиртобензольных битумоидов сланцев верхних частей удерейской и пенченгинской свит. Как видно из рис. 1 эти спектры имеют много общего.

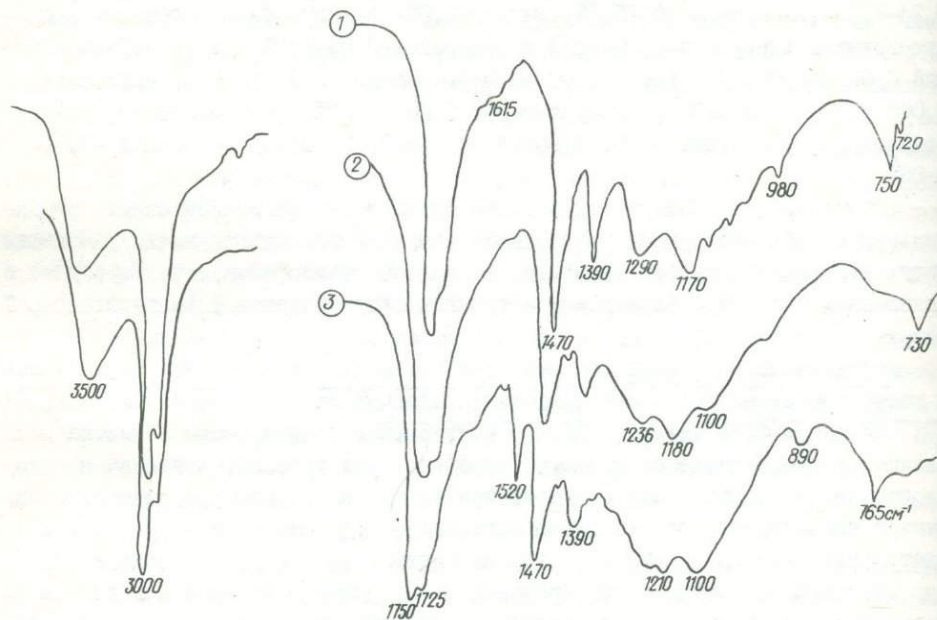


Рис. 1. Инфракрасные спектры поглощения.

1/ нефракционированного хлороформенного битумоида сланцев шунтарской свиты, 2/ спиртобензольных битумоидов удерейской свиты, 3/ спиртобензольных битумоидов пенченгинской свиты.

Во всех спектрах присутствует широкая полоса поглощения в области $1750-1725 \text{ см}^{-1}$ в сочетании с хорошо выраженными максимумами в областях $1290-1250$ и $1180-1170 \text{ см}^{-1}$. Сильное поглощение в указанных областях вероятнее всего обусловлено присутствием предельных и α и β -непредельных сложных эфиров карбоновых кислот. Поглощение в областях $3000-2900$ в сочетании с максимумами при 1470 см^{-1} и 1390 см^{-1} указывает на наличие метиловых и метиленовых групп алканов. Поскольку битумоид представляет собой сложную смесь индивидуальных веществ, то значительная часть полос перекрывает друг друга и сливается в широкие области, причем одни и те же области могут быть обусловлены поглощением различных групп. В связи с этим можно также предполагать еще и присутствие в битумоиде небольшого количества спиртов, фенолов, аминов, сульфокислот и соединений с различ-

ным типом замещения бензольного кольца. В общем же углеродном скелете преобладают парафиновые структуры. Несмотря на значительное гипергенное окисление ароматических структур немного.

Обратит внимание, что в спектре битумоида пенченгинской свиты, в отличие от спектров битумоида шунтарской и удерейской свит, имеются максимумы при 1520 и 890 см^{-1} , соответствующие колебаниям N O_2 групп в нитросоединениях. Известно, что нитросоединения чрезвычайно редки в природе и как нам представляется еще не отмечались в битумоидах. Объяснить их появление можно результатом воздействия высоких температур на амины, содержащиеся в ОБ.

Поскольку доказано существование генетической связи рассеянных битумоидов с ОБ пород (3) можно органическое вещество изученных сланцев отнести к сапропелевому типу. Судя по элементарному составу хлороформенного битумоида и данными ИК-спектрокопии ОБ было сложено преимущественно устойчивыми липидными компонентами /восками и жирами/.

Следует также заметить, что приведенные на рис. I спектры имеют много общего как со спектрами смол сапропелевых углей, так и спектрами битумоидов красноцветных и изверженных пород (4,6). Согласно Е.А. Глебовской (4) спектры битумоидов с комплексом поглощения специфических кислородных соединений с неопредельными связями / 1730 , 1290 , 1170 , 1080 , 970 , 750 см^{-1} / можно считать спектрами остаточного органического вещества, находившегося в период диагенеза в резко окислительных условиях. В то время α и β неопредельные эфиры возникают в результате воздействия высоких температур на органическое вещество.

Как установлено породы шунтарской и удерейской свит не подвергались воздействию контактово-термального метаморфизма, хотя при региональном метаморфизме ОБ достигло довольно высокой степени метаморфизма, /по-видимому, соответствующее или выше антрацитовой стадии углефикации/. Можно допустить, что накопление органического вещества шунтарской и возможно удерейской свит происходило в среде содержащей свободный кислород. Подобный окислительный режим образования каустобиолитов было предложено называть кукерситовым (8). Вполне возможно, что присутствие в сланцах шунтарской и удерейской свит растительного детрита обусловлено близостью суши.

Глинистое вещество изучалось в шлифах и рентгеноструктурным анализом. В шлифах наблюдается увеличение степени его раскристаллизованности от шунтарской к печенгинской свите. Тонкодисперсное глинистое вещество в шунтарской свите составляет 50%, потоскуйской 30-40%, погоруйской 20-30%, удерейской 5-10%. В сланцах горбилоской и кординской свит под микроскопом в заметных количествах его не отмечается, а сланцы пенченгинской свиты представляются полностью раскристаллизованными.

Фракция $< 0,002 \text{ мм}$ была получена из сланцев всех свит. Рентгенографическое исследование показало, что шунтарской, потоскуйской, погоруйской, удерейской, горбилоской и кординской свитах она имеет весьма сходный минералогический состав. Главными компонентами являются гидрослюда и хлорит. Пенченгинская свита существенно отличается от предыдущих по минералогическому составу фракции $< 0,002 \text{ мм}$, в которой наряду с гидрослюдой и хлоритом присутствуют пиррофиллит, тальк, кордиерит, озанит /?/. Примерно в половине исследованных образцов неглинистые минералы составляют либо значительную часть, либо всю фракцию $< 0,002 \text{ мм}$.

Химический состав глинистого вещества в сланцах шунтарской, потоскуйской, погорьской, удерейской и горбилоской свит имеет сходный состав. Содержание главных компонентов находится в пределах обычных для осадочных пород /табл. I/. Начиная с кординской свиты во фракции < 0,002 мм отмечается понижение содержания Al_2O_3 и повышение Na_2O , MgO , CaO , являющиеся результатом появления талька и других неглинистых минералов.

В пенченгинской свите происходит дальнейшее уменьшение содержания Al_2O_3 и увеличение MgO , CaO . Особенно резко это происходит в образцах, тонкодисперсное глинистое вещество которых почти полностью состоит из талька, кордиерита, озанита /?/. Такие образцы содержат мало Al_2O_3 - 6,5%, K_2O - 2,6% и много Na_2O - 2,3%, Mg - 0-10%, CaO - 2,5%. Как следует из приведенного, химический состав тонкодисперсного глинистого вещества не меняется в породах шунтарской, потоскуйской, погорьской, удерейской и горбилоской свит. Незначительные изменения наблюдаются в кординской, существенные - в пенченгинской свите.

Содержание малых элементов в глинистом веществе шунтарской, потоскуйской, погорьской, удерейской, горбилоской и кординской свит довольно постоянно /табл. 2, рис. 2,3/, что вероятно определяется близкими фаціальными обстановками накопления этих осадков. Наиболее равномерно по разрезу данных свит распределены Pb , Cu , Cr, Zr , Ti , B , Ga , Sr , Ba . Отмечается некоторое увеличение Co , Mn, Ni , Zn по разрезу снизу вверх. Пенченгинская свита характеризуется довольно резкими изменениями содержания малых элементов относительно вышележащих толщ. В ней происходит увеличение содержания Co , Ni , Ti , Mn и уменьшение Ga , Ba , Pb , Cu , V .

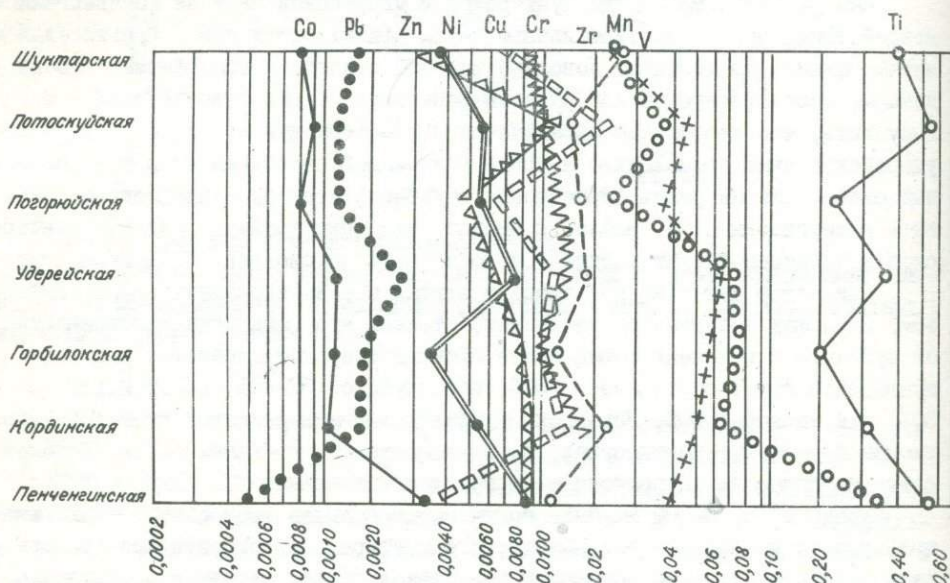


Рис. 2. Содержание Co , Pb , Zn , Ni , Cu , Cr , Zr , Mn, V , Ti в глинистом веществе и характер их распределения в шунтарской, потоскуйской, погорьской, удерейской, горбилоской, кординской и пенченгинской свитах.

Т а б л и ц а 1
Среднее содержание макрокомпонентов глинистого вещества сланцев

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Li ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Примечание
53	18	1,2	4,1	0,54	Шунтарская свита 0,026 6,3		1,63	0,04	
46	19	1,7	4,2	0,75	Потоскуйская свита 0,037 12,0		1,60	0,42	
46	21	0,80	5,6	1,4	Погорийская свита 0,036 8,6		1,34	0,22	
49	18	0,42	3,7	1,7	Удереийская свита 0,027 6,9		1,9	0,31	
48	24	0,54	5,0	1,3	0,028 8,4		1,7	0,44	
46	22	0,60	4,8	1,1	Горбилюкская свита 0,041 10		2,0	н/об	
41	16	0,81	4,0	1,6	Кординская свита 0,040 11		2,2	0,37	
60	11	0,60	4,2	1,4	Пенченгинская свита 0,028 6,9		4,3	1,5	Фракция сложена гидросилидой, хлоритом
53	6,5	0,56	2,6	2,3	0,026 12		10	2,5	Фракция сложена тальком, ованитом (?), кордиеритом (?)

Т а б л и ц а 2
Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе пород

Cu	Sr	Ba	Zn	B	Ga	Pb	Ti	Zr	V	Cr	Mn	Co	Ni
0,0069	0,0217	0,245	0,0031	0,0158	0,0026	0,0017	0,49	0,0230	0,0255	0,0090	0,0250	0,0008	0,0037
0,0231	0,0273	0,1805	0,011	0,0112	0,0030	0,0012	0,55	0,0427	0,0147	0,0103	0,0364	0,0059	0,0059
0,0065	0,0353	0,256	0,0047	0,0103	0,0049	0,00136	0,247	0,0373	0,0172	0,01165	0,0234	0,0055	0,0055
0,011	0,0377	0,193	0,0066	0,0093	0,0043	0,0028	0,378	0,0648	0,0191	0,0147	0,0012	0,0076	0,0076
0,0104	0,0268	0,181	0,0080	0,0090	0,0037	0,0019	0,192	0,0555	0,0122	0,0113	0,0737	0,0012	0,0036
0,0144	0,0247	0,128	0,0090	0,0081	0,0035	0,0017	0,316	0,00496	0,0234	0,0198	0,0653	0,0011	0,0052
0,0038	0,0200	0,1211	0,0090	0,0020	0,0012	0,0005	0,531	0,0400	0,0110	-	0,3480	0,0035	0,0086

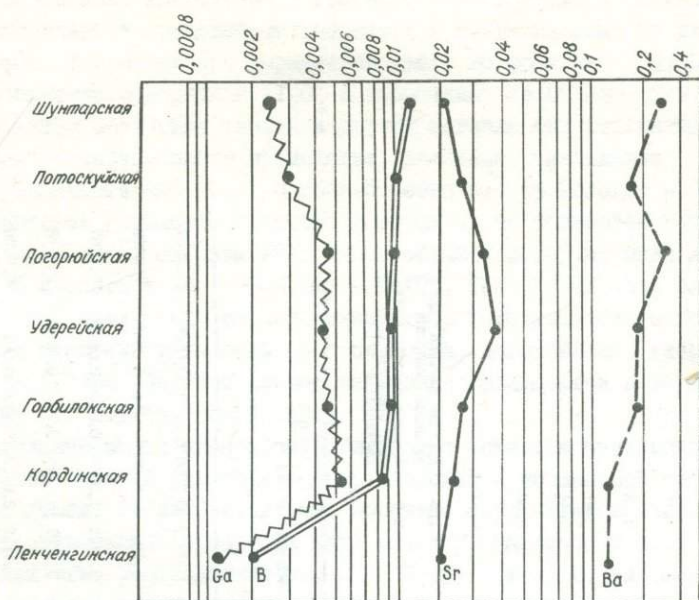


Рис. 3. Содержание Ga, B, Sr, Ba и характер их распределения в шунтарской, потоскуйской, погорюйской, удерейской, горбилукской, кординской, пенченгинской свитах.

Изменения содержания бора и галлия в разрезе от шунтарской до кординской свит постепенны и однозначны /рис. 3/. В пределах пенченгинской свиты происходит параллельное уменьшение концентрации бора и галлия. Однако для пенченгинской свиты характерно более низкое их /B и Ga/ отношение чем для вышележащих свит /табл. 3/. Вероятно, что низкое отношение бора и галлия в осадках пенченгинской свиты определено накоплением их в прибрежном бассейне со значительным опреснением вод. Возможно также, что интенсивные постседиментационные преобразования /как показано ниже/ этих осадков повлияли на соотношение бора и галлия в глинистом веществе. Для однозначного решения этого вопроса пока недостаточно данных.

Геохимическая характеристика глинистого вещества свидетельствует, что образование осадков кординской свиты в районе р. Б. Пит, ниже острова Еловый происходило в прибрежно-морской обстановке, соленость вод колебалась от опресненной до нормальной. В районе р. Оявол обстановка осадконакопления была прибрежной, воды бассейна - почти пресными.

В Горбилукское время в районе р. Б. Пит ниже острова Еловый обстановка осадконакопления оставалась такой же как и в кординское, а выше устья р. Коченды осадки отлагались в прибрежной зоне со значительным опреснением вод бассейна.

В удерейское время в районе р. Горбилук выше устья р. Коченды осадки накапливались в прибрежно-морской обстановке, с почти нормальной соленостью вод, опреснение их было весьма незначительным. В районе нижнего течения р. Горбилук в это время имела место более прибрежная обстановка, которая оставалась такой же и в момент накопления погорюйской свиты.

Т а б л и ц а 3
Средние значения и пределы колебания величин V/Ga ,
 V/Li_2O в глинистом веществе древних сланцев

V/Ga сред. знач. преде- лы колебания		V/Li_2O сред. знач. преде- лы колебания		V/Ga сред. знач. преде- лы колебания		V/Li_2O сред. знач. преде- лы колебания	
Пенченгинская свита				Погорийская свита			
1,9	0,2-3,3	0,12	0,016-0,46	1,95	1,5-2,5	0,33	0,2-0,6
Кординская свита				Потоскуйская свита			
1/2,7	1,7-6,5	0,29	0,25-0,55	3,7	1,2-5,2	0,37	0,20-0,40
2/0,98	0,58-1,1	0,042	0,018-0,059				
Горбилокская свита				Шунтарская свита			
3/2,9	1,1-4,4	0,33		6,0	2,9-15,0	0,73	0,2-1,1
4/1,7	0,8-2,8	0,18	0,11-0,33				
Удере́йская свита							
5/5,0	3,2-8,5	0,36	0,30-0,45				
6/2,0	0,7-5,1	0,30					

Примечание: 1/ р. Б. Пит ниже острова Еловый
2/ р. Пит выше р. Оявол
3/ р. Пит ниже острова Еловый
4/ р. Горбилок выше устья р. Коченды
5/ р. Горбилок выше устья р. Коченды
6/ р. Горбилок нижнее течение

В потоскуйское время условия осадконакопления стали прибрежно-морскими, увеличивалась несколько соленость вод бассейна, но она не достигала нормальной. Наиболее близко к морскому режиму с нормальной соленостью вод обстановка этого бассейна приближалась в шунтарское время. Следует отметить, что в районе водораздела рек Ангара и Дашка шунтарские сланцы имеют прибрежно-морской генезис /Акульшина и др., 1973/.

Приведенная петрографическая характеристика свидетельствует, что степень постседиментационного преобразования глинистых сланцев рифея юго-восточной части Енисейского края различна. Сланцы шунтарской и потоскуйской свит по характеру изменений могут быть отнесены к зоне раннего метабазиса, а погорийской свиты - к зоне позднего метабазиса. Удере́йская свита по р. Горбилок и верхняя её часть в бассейне р. Большого Пита в зоне перехода от метабазиса к метаморфизму. Удере́йская и горбилокская свиты преобразованы в условиях фации зеленых сланцев /мусковит-хлоритовая субфация/. Диапазон преобразований сланцев кординской и пенченгинской свит в результате наложения контактового метаморфизма довольно широкий - от зелёносланцевой фации до фации пироксеновых роговиков включительно. Отмечается общая тенденция к уменьшению количества органического вещества по мере роста степени метаморфизма сланцев. Такого же рода закономерность установлена для кембрийских пелитовых пород фундамента Западно-Сибирской плиты (5).

Химическая и минералогическая характеристика тонкодисперсного глинистого вещества показывает, что степень постседиментационных изменений

сланцев шунтарской, потоскуйской, погоруйской, удерейской, горбилоской и в некоторой степени кординской свит существенно не влияет на его состав. В пенченгинской свите имеют место значительные изменения химического и минералогического состава тонкодисперсной фракции $< 0,002$ мм, которые отражаются в появлении в них таких минералов, как тальк, кордиерит, озанит /?/, пиррофиллит и др. Для пенченгинской свиты отмечается уменьшение Al_2O_3 , K_2O и увеличение Na_2O , MgO и CaO в глинистом веществе.

Концентрация некоторых малых элементов в глинистом веществе меняется постепенно и незначительно в пределах от шунтарской до кординской свит и резко в пенченгинской свите.

Степень кристалличности гидрослюда и некоторые другие её структурные параметры (II) свидетельствуют, что постседиментационные изменения сланцев шунтарской свиты соответствуют стадии катагенеза. Потоскуйская свита характеризуется в большей части изменениями стадии метагенеза и меньший – глубинного катагенеза. Преобразования сланцев удерейской и горбилоской свит определяются как стадия низкотемпературного метаморфизма с хлоритовой зоной или метаморфизма низкого промежуточного давления, зеленосланцевые фации. Для некоторых образцов устанавливается метаморфизм типа Барроу. Сланцы кординской свиты в районе р. Оявол изменены более интенсивно, чем в районе острова Еловый. Первые находятся на стадии метаморфизма типа Барроу с появлением биотита и альмандина и на стадии глаукофанитовой зеленосланцевой фации. Вторые в большей части изменены до стадии метаморфизма низкого промежуточного давления и некоторая часть до стадии метаморфизма типа Барроу с одновременным появлением биотита и альмандина. Для пенченгинской свиты установлены наиболее высокие значения V_o свидетельствующие о постседиментационных изменениях стадии глаукофанитовой зеленосланцевой фации и метаморфизма типа Барроу с появлением биотита и альмандина.

Таким образом, первые результаты исследования органического и глинистого вещества сланцев рифея юго-восточной части Енисейского края позволяют сделать следующие выводы:

1. Расеянное органическое вещество относится к сапропелевому типу. Возможно, что часть ОВ шунтарской и удерейской свит представлена гумусовым /?/ детритом.

2. На фоне незначительного и убывающего с ростом степени метаморфизма пород количества органического вещества выделяется два стратиграфических уровня с повышенными концентрациями ОВ – шунтарская и удерейская свиты. К указанным уровням приурочены повышенные концентрации золота в сланцах.

3. Состав и особенности органического вещества шунтарской и удерейской свит показывают, что накопление его происходило в среде, временами содержащей свободный кислород.

4. По петрографическому составу глинистых сланцев рифея Енисейского края степень постседиментационного преобразования сланцев шунтарской и потоскуйской свит соответствует зоне раннего метагенеза, а погоруйской – позднего метагенеза. Удерейская и горбилоская свиты преобразованы в условиях фации зелёных сланцев. Диапазон изменения сланцев кординской и пенченгинской свит – от зелёносланцевой фации до фации пироксеновых роговиков. Химический, минералогический состав глинистого вещества и струк-

турные особенности тонкодисперсной гидрослюды показывают, что степень постседиментационных изменений сланцев шунтарской и потоскуйской свит находитсЯ на стадии глубинного катагенеза и метакатенеза. Преобразования сланцев удерейской и горбилокской свит преимущественно соответствуют стадии низкотемпературного метаморфизма. В кординской свите наряду со стадией низкотемпературного метаморфизма местами проявляется метаморфизм типа Барроу и глаукофанитовая зеленосланцевая фация. В пенченгинских сланцах последние являются преобладающими.

5. Химический и минералогический состав глинистого вещества в пределах от шунтарской до кординской свит в среднем остается постоянным. Существенные изменения его происходят в пенченгинской свите, в которой относительно вышележащих толщ происходит увеличение содержания Na_2O , CaO , MgO , Co , Mn , Ni , Ti и уменьшение Al_2O_3 , K_2O , Ga , Ba , Pb , Cu , V . В составе глинистой фракции пенченгинской свиты содержатся тальк, кордирит, озанит /?/ и другие неглинистые минералы.

6. Геохимическая характеристика тонкодисперсного глинистого вещества свидетельствует, что накопление осадков происходило в условиях прибрежно-морского бассейна. Временами фациальные обстановки или приближались к прибрежным сильно опресненным или становились более морскими со слабо опресненными водами.

Литература

1. Акульшина Е.П. и др. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. Сб. Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1973, с. 19-60.

2. Вассоевич Н.Б. и др. Литогенез и нефтеносность вендских отложений Московской синеклизы. Литология и осадочная геология докембрия. /X Всесоюзное литологическое совещание 16-19 апреля 1971/ Тезисы докл. М., 1973, с. 302-304.

3. Вышемирский В.С., Конторович А.Э., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов. "Наука", Сиб. отд-ние, Новосибирск, 1971, с. 167.

4. Глебовская А.Е. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. "Недра", 1971, с. 140.

5. Журавлёв Е.Г. О природе $\text{C}_{\text{орг}}$ в докембрийских и палеозойских породах фундамента Западно-Сибирской плиты. Литология и осадочная геология докембрия /X Всесоюзное литологическое совещание 16-19 апреля 1971/. Тезисы докл. М., 1973, с. 305-309.

6. Петерсилье И.А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических породах Кольского полуострова. В сб.: Химия земной коры. Т. 1, Изд-во АН СССР, 1963, с. 48-63.

7. Петров В.Г. О взаимоотношении пенченгинской и кординской свит протерозоя в северной части Енисейского кряжа. Геология и геофизика, № 9, 1969, с. 61-70.

8. Раудсепп Х.Т. О генезисе эстонского горючего сланца-кукерсита. В сб.: Генезис твердых горючих ископаемых. Изд-во АН СССР, 1959, с. 69-77.

9. Сагитов Н.А. Докембрий Заангарья Енисейского края. Изд-во Казанского ун-та. 1962, с. 132.

10. Сидоренко Св.А. Морфогенетические типы проявлений метаморфизованного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия. Сб. Угленосные формации и их генезис. М., "Наука", с.113-125.

11. Sassi F.P., Scolari A. The bo value of the Potassic White Miccas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Shists. Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 45, № 2, 1974, pp. 143-152.

Е.П. Акульшина, А.А. Гонцов, В.И. Москвин,
Г.М. Писарева

ОБ ОРГАНИЧЕСКОМ И ГЛИНИСТОМ ВЕЩЕСТВЕ В СИЛУРИЙСКИХ ПОРОДАХ ПРЕДГОРИЙ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

К настоящему времени в связи с исследованием докембрийских отложений стало известно немало примеров древнейших скоплений рассеянного и концентрированного углеродистого вещества (5). Достоверное же накопление концентрированного гумусового вещества начинается с каменноугольного периода. Существует мнение (4), что самое раннее углепроявление на территории СССР отмечается в отложениях силурийского возраста. Находки же спор наземных и полуназемных растений в отложениях кембрия, ордовика и силура позволяют предполагать возможность накопления концентрированного органического вещества с раннего палеозоя, причем одной из групп углеобразующих растений могли быть прототакситы (2).

В предгорьях Алайского хребта в междуречье рек Шахимардан-Кызыл-Булак имеются находки концентрированного органического вещества, представляющего интерес как следы наиболее древнего углепроявления. По данным В.А. Захаревича (4) сланцевая толща в районе курорта Шахимардан содержит одну-две цепочки линз угольного вещества мощностью 0,05-0,25 м. Как показали исследования авторов в указанном районе толща зеленовато-серых горизонтально-слоистых, глинисто-кремнистых сланцев смята в антиклинальную складку, ядро которой разбито нарушениями. Падение крыльев складки СВ 30° \angle 78° и ЮВ 160° \angle 80° . Возраст видимой части толщи по отпечаткам граптолитов определен как верхний венлок /устное сообщение профессора А.М. Обута/. На сланцах с резким угловым несогласием лежат белые хемогенные известняки нижнего лудлова, Глинисто-кремнистые сланцы в той или иной мере обогащены рассеянным органическим веществом. В зеленовато-серых сланцах величина $C_{\text{орг}}$ колеблется от 0,02-0,05%, а в черных сланцах количество $C_{\text{орг}}$ увеличивается до 1,1-1,7%, причем в видимой части толщи наблюдается всего 1-2 таких горизонта мощностью 0,1-0,5 м. Выход хлороформенного экстракта из черных сланцев составляет 0,04%, состав его кислот: С = 74%, Н - 10,6% О + N + S = 15,4%.

Из этих сланцев было выделено тонкодисперсное глинистое вещество, для которого проводилось определение химического и минералогического состава.

Под микроскопом глинисто-кремнистые сланцы имеют крипстокристаллическую структуру основной массы, сложенной кварцем и мелкими /0,016-0,032 мм / чешуйками хлорита. По трещинам развивается кварц с гранобластовой структурой и более крупными чешуйками хлорита. Рентгенографическое исследование показало, что тонкодисперсное глинистое вещество /фракция < 0,002мм/ сложено преимущественно гидрослюдай и в незначительных количествах хлоритом и пирофиллитом. Почти всегда присутствует много кварца. Гидрослюда чаще представлена смешаннослойными разностями /гидрослюда-монтмориллонит/? хлориты имеют магнизиально-железистый состав.

Вещественный состав сланцев и характер минерализации трещин свидетельствуют, что постседиментационные преобразования пород находятся на стадии начального метазенеза. Присутствие пирофиллита в глинистой фракции сланцев также указывает на преобразования, свойственные начальным стадиям метазенеза. Концентрированное гумусовое органическое вещество на данной стадии постседиментационного преобразования пород обычно значительно обуглерожено, т.е. находится на тощей - антрацитовой стадии углефикации (6).

Исследованное органическое вещество /КОВ/ по внешнему виду напоминает уголь. В отраженном свете вещество однородное, участками поляризует. Для вещества характерна довольно своеобразная "сыпь" на поверхности, в связи с чем замеренная величина отражательной способности вещества $A_{\text{max}}^a = II$ /по-видимому занижена. Величина двуотражения невелика. В проходящем свете ОВ имеет буровато-коричневую окраску. При очень больших увеличениях /более 720/ удается наблюдать своеобразную глобулярную структуру. Никаких компонентов угольного ряда, ни слоистой текстуры не установлено. Таким образом, данные петрографических исследований не дают оснований считать изученное концентрированное ОВ гумусовым углем.

Битуминологические исследования показали, что содержание битумоида в концентрированном органическом веществе незначительное и составляет 0,08%. Содержание асфальтенов - 20,29%, масел - 26,24%, бензолных смол - 33,18% и спирто-бензолных смол - 21,29%. Обработанный 1%-ным раствором едкого натра по методу, описанному в ГОСТ 9517-60, дал большой выход гуминовых кислот.

Концентрированное органическое вещество характеризуется высокой зольностью A^c - 18,47% и влажностью - w^a - 8,3% с небольшим выходом летучих / V^d - 27,47%/. Элементарный состав следующий: С - 82,77%, Н - 2,86%, О - 11,14%, N - 1,49%, S - 1,74%. Судя по элементарному составу, КОВ характеризуется высоким содержанием гетероэлементов и особенно кислорода.

Для установления природы исследуемого КОВ был применен также метод термического анализа на дериватографе. Результаты анализа сопоставлены с дериватограммами КОВ известных генетических типов - антрацитом, антраксолитом /из коллекции С.А. Кашенко/ и шунгитом (рис. 1)

Образцы нагревались до 1000°C со скоростью 10 град/мин., для разбавления образца применялась окись алюминия. Величина навески составляла 300 мг. Характерные точки на кривых ДТГ и ДТА отвечающие экстремумам температур, отмечены на рис. 1.

На кривой ДТА КОВ Алайского хребта за первым максимумом удаления влаги следует большой экзотермический эффект с максимумом при 400°C, осложненный рядом наложенных экзотермических эффектов с максимумами при температуре

240°, 310° и 360°. Причем для последнего теплового эффекта на кривой ДТГ заметна скорость потери массы, которая своего максимума достигает при 400°C. Наибольшее значение скорости потери массы на кривой ДТГ фиксируется при температуре 460°, которое на кривой ДТА характеризуется максимальным теплоэффектом с последующим затуханием при температуре 505°, после чего процесс разложения исследуемого вещества заканчивается.

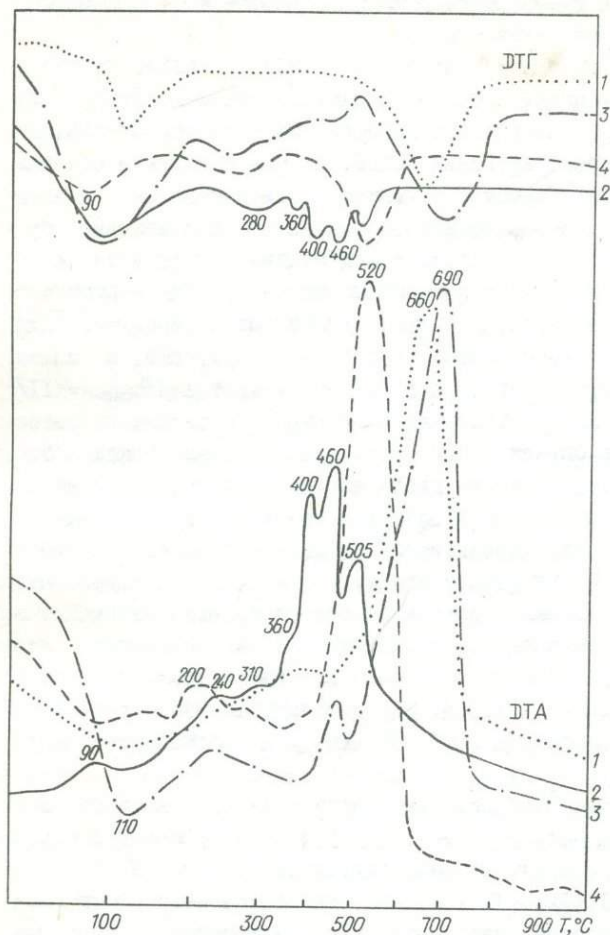


Рис. 1. Кривые ДТА и ДТГ термического разложения: 1 - антрацит; 2 - КОВ Шахмардана; 3 - шунгит; 4 - антракосолит.

ДТГ и ДТА фиксируется максимальное разложение органического вещества при температуре 690°C. Итак, по своим теплотехническим свойствам исследуемое вещество более сходно с антракосолитом /кривая на рис. 1/. Вещество антракосолита также характеризуется тремя максимумами на кривой ДТГ при температурах 98, 250° и 520°C.

Из анализа дериватограмм видно также, что КОВ района Алайского хреб-

Термическая де-струкция донецкого антрацита /шх. 3-"Бургуста" пл.м 2/ протекает в две стадии. На кривой ДТГ фиксируются два максимума скорости потери массы: при 110 и 660°C; на кривой ДТА, характеризующий потерю влаги и легко летучих компонентов, эндозэффект при 110° и экзозэффект при 660°. Последний обусловлен полным разложением антрацита.

При нагревании шунгита на кривой ДТА отмечается три максимума и три минимума. Первый максимум на кривой ДТА при температуре 220° характеризуется незначительной скоростью потери веса по кривой ДТГ. Затем экзозэффект следует при температуре 490°, а далее эндозэффект при 500°, отвечающий окислению органической массы образца, вес которого, судя по кривой ДТГ, увеличивается.

После чего на кривых

та обладает рядом термических эффектов, отличающих его от известных высокоуглеродистых органических веществ. На начальной стадии разложения выделяются парогазовые продукты, не характерные для известных исследуемых органических веществ.

Для изучения состава выделившихся продуктов в тех же условиях был проведен пиролиз образцов в пиролизической ячейке хроматографа ХЛ-69. Пиролиз проводился в токе гелия в трех температурных интервалах от 360 до 520°С с последующей регистрацией количества и состава выделявшегося газа. Результаты пиролиза приведены в табл. I.

Анализ полученного газа и вид дериватограммы указывает на явно ступенчатый характер пиролиза исследуемого вещества.

Т а б л и ц а I

Характеристика состава газа
при пиролизе исследуемого вещества

Температурный интервал пиролиза	Выход газа, см ³ /г	Состав газа, см ³ /г					Выход битума
		N ₂	CO ₂	CO	H ₂	C _n H _{2+2n}	
360-440	121,3	6,9	56	0,9	2,5	55	нет
440-480	77,1	2,8	32	1,1	1,2	40	нет
480-520	107,9	3,8	52	1,6	2,5	48	нет

Исследование газа показало, что содержание окислов углерода при нагреве до 440° преобладает. Это указывает на преимущественное протекание реакций декарбоксилирования, сопровождающиеся реакциями дегидратации. Вместе с тем большое содержание углеводородов указывает на возможное разложение кетонов альдегидов с выделением CO. По данным Е.Н. Ласкутовой (3) вследствие дегидратации на первой стадии пиролиза могут возникать лактоны и лактиды, являющиеся внутренними эфирами оксикислот. Разлагаясь при более высокой температуре, лактоны могут дать CO₂, кетоны, а лактиды CO, кетоны и альдегиды. Область 440-520° соответствует, по-видимому, разложению альдегидов и кетонов с выделением CO и крекингом их углеводородной части. Таким образом, термический анализ совместно с исследованием состава газа при пиролизе в области установленных термоэффектов дает возможность судить о реакциях распада отдельных химических соединений, последние явно не характерны для гумусовых каменных углей высокой степени углефикации.

Химический состав тонкодисперсного глинистого вещества характеризуется повышенным содержанием SiO₂ /вероятно за счет тонкодисперсного кварца/ и пониженным содержанием Al₂O₃ и K₂O. Другие химические компоненты находятся в пределах, обычных для глинистой фракции гидрослюдистого и монтмориллонитового состава /табл. 2/. В исследованных образцах содержится Cu 0,0010-0,03%, Sr 0,0020-0,05%, Ba 0,020-0,50%, Zn 0,006-0,07%, В 0,0013-0,0060%, Ga 0,0008-0,0030%, Pb сл - 0,006%, Ti 0,05-0,5%, Zr 0,006-0,08%, V 0,0015-0,03%, Mn 0,02-0,5%, Co 0,0001- 0,011%, Ni 0,0013-0,030%.

Т а б л и ц а 2

Содержание главных компонентов в глинистом веществе силурийских пород
района Алайского хребта

Тип породы	№ обр.	С о д е р ж а н и е в %								
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO
Черные углеродисто-кремнистые сланцы	5 шкм	61	9,6	0,45	3,4	0,22	4,6	3,2	н/об	0,03
Кремнистые сланцы	2 шкм	67	7,6	0,28	2,2	0,43	2,0	1,3	н/об	н/об
зеленовато-серые	I шкмд	64	12,3	0,45	3,1	0,30	5,0	3,0	0,25	0,05
—"	I шкм	62	11,1	0,28	3,2	0,43	5,1	3,5	0,25	0,25
—"	9 шкмд	66	11,3	0,47	3,2	0,13	4,7	3,3	0,55	0,07

Т а б л и ц а 3

Содержание малых элементов в глинистом веществе силурийских пород
района Алайского хребта

№ обр.	С о д е р ж а н и е в %												
	Cu	Sr	Ba	Zn	B	Ga	Pb	Ti	Zr	V	Mn	Co	Ni
10 шкмд	0,0045	0,0050	0,1000	0,0320	0,0023	0,0010	0,0060	0,1400	0,0250	0,0060	0,5000	0,0025	0,0110
5 шкмд	0,0040	0,0500	0,0200	0,0700	0,0020	0,0016	0,0025	0,1600	0,0220	0,0110	0,0400	0,0010	0,0200
5 шкм	0,0300	0,0030	0,2200	0,0080	0,0013	0,0008	0,0005	0,5000	0,0800	0,0220	0,0480	0,0110	0,0300
7 шкм	0,0070	0,0020	0,0250	0,0400	0,0027	0,0025	0,0010	0,1000	0,0600	0,0300	0,1100	0,0027	0,0300
I шкмд	0,0045	0,0040	0,1100	0,0065	0,0035	0,0008	сл	0,5000	0,0240	0,0140	0,0300	0,0015	0,0100
I шкм	0,0120	0,0100	0,1300	0,0060	0,0038	0,0010	сл	0,4000	0,0200	0,0090	0,3000	0,0020	0,0070
9 шкмд	0,0010	0,0040	0,5000	0,0150	0,0060	0,0030	0,0008	0,0500	0,0060	0,0015	0,0200	0,0001	0,0013
среднее для си- лурий- ских по- род	0,0090	0,0110	0,1570	0,0250	0,0030	0,0015	0,0014	0,264	0,0224	0,0133	0,175	0,0029	0,0156

Сопоставление содержания малых элементов в глинистом веществе силурийских кремнистых сланцев Алайского хребта с морскими отложениями силурийского возраста Сибирской и Русской платформ показало, что в первых по вышнее содержание циркония, марганца, никеля и бария /табл. 3/. По содержанию малых элементов в глинистом веществе исследованные породы также отличаются от морских пенсильванских сланцев Американской платформы (7) и занимают промежуточное положение между пресноводными и солонатоводными. Применение геохимических критериев по составу глинистого вещества (I) дает основание считать, что нижние слои исследованных сланцев отложились в прибрежно-морской обстановке /В: Ga = 2,0-5,3/ с некоторым опреснением вод /В:Li₂O = 0,206-0,315. Вышележащие, черные углеродисто-кремнистые сланцы образовались в обстановке более близкой к берегу /рис. 2/. Химическое выветривание на суше в этот момент было слабым /Al₂O₃:Na₂O = 18-44/ и происходило в щелочной среде т.е. при аридном климате /Al₂O₃:TiO₂ = 21-40/.

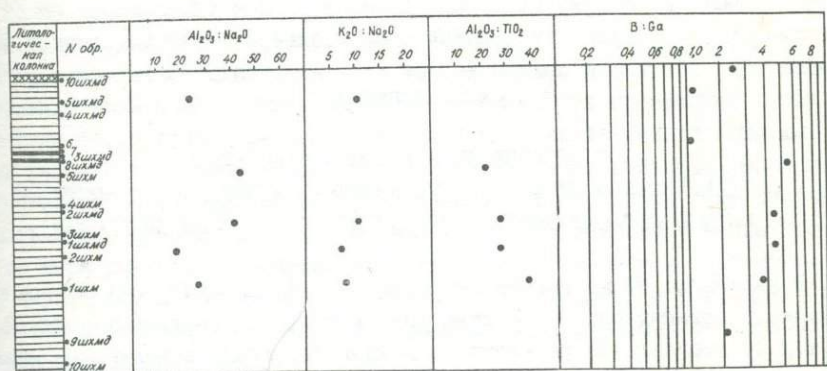


Рис. 2. Схема изменения величин Al₂O₃:Na₂O; K₂O:Na₂O; Al₂O₃:TiO₂; B:Ga по разрезу силурийских сланцев Алайского хребта.

Таким образом, исследование концентрированного органического вещества района Алайского хребта показывает, что по своей природе оно ближе битуму переходного типа от керита к антракосолиту.

Осадки, содержащие неорганическое и глинистое вещество образовались близко у берега при некотором опреснении вод. Выветривание пород на суше происходило в щелочной среде. Вероятно, что такая обстановка осадко-накопления была более благоприятной для образования органического вещества сапропелевого состава, чем гумусового.

Литература

1. Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. диссертации, Новосибирск, 1973, с.48.
2. Егоров А.И. Силурийские прототакситы как возможные образователи

древнейших гумусовых углей. Сб. Геология и разведка угольных месторождений. Труды ДонбассНИЛ. Вып. 2 М., "Недра", 1971, с. 41-45.

3. Лоскутова Е.И. и др. Дериватографические исследования бурого угля. Сб. Пиролиз бурых углей. Н-сибирск, "Наука". Сиб. отд., 1973, с.21-34.

4. Матвеев А.К. Геология угольных месторождений СССР. Госгортехиздат, 1961, с.

5. Розен О.М., Сидоренко С.А. Формации углеродистых отложений докембрия. Литология и осадочная геология докембрия. /X Всесоюзное литологическое совещание 16-19 апреля 1973 г./, Москва, 1973, с. 275-279.

6. Тимофеев П.П., Шербаков А.В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза. Литология и полезные ископаемые, № 2-1972, с. 32-43.

7. Degens E.T. Williams E.G. and Keit M.L. Environmental studies of carboniferous sediments. Part. II, Application of Geochemical Criteria. Bull. Amer. Assoc. of Petrol. Geol., v. 42, № 5, 1958.

Л.Г. Маркова

К ВОПРОСУ ОБ ЭТАПНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ
ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ ДИСПЕРСНОСТИ
В ОРДОВИКско-СИЛУРИЙских ОТЛОЖЕНИЯХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В настоящее время популярно мнение исследователей о циклическом распределении органического вещества (ОВ) в разрезах осадочных толщ (3,4,5,6, 7 и т.д.). Это явление рассмотрено в многочисленных аспектах - палеогеографическом, тектоническом, литолого-геохимическом, а также с точки зрения различия в составе исходного ОВ, изменения во времени скорости осадконакопления, продуктивности биоса. В данной статье рассматривается вопрос об этапности в накоплении ОВ той или иной степени дисперсности (в связи с чередованием периодов поступления его в осадок то преимущественно в детритной, то в растворенной форме).

Поскольку выделение керогенной части ОВ в настоящее время представляет собой весьма трудоемкий процесс, недоступный пока что для массового выполнения, нами была предпринята попытка предположительного определения степени дисперсности ОВ косвенным путем.

Ордовикско-силурийские отложения были изучены в разрезах, сформировавшихся в различных структурно-фациальных условиях: в пределах Южно-Пясинской и Фокинско-Убойнинской буровых площадей и в бассейне р. Омнутах (Норильский район), на р. Горбиачин (Игарский район), на Сухотунгусской буровой площади (Туруханский район), в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (юго-запад Тунгусской синеклизы) и на р. Мойеро (Юго-Западное Приангарье). Каждый из разрезов изучен литологически и охарактеризован данными по содержанию в породах $S_{орг}$, Fe_T (реакционно-способное), содержанием $Fe_{пир}$, $Fe_{зак}$, $Fe_{ок}$ и $Fe_{обд}$ в балансе форм железа; всего проанализировано 800 образцов. Анализы выполнены в химико-битуминологической и химической лабораториях СНИИГТИМСа. Результаты анализов были разнесены по колонкам, а затем построены кривые содержания перечисленных показателей.

Ордовикско-силурийские отложения слагаются толщей преимущественно карбонатных пород. В строении их наблюдается цикличность, фиксируемая по смене в разрезе комплексов пород различной степени "мористости" - в соответствии со сменой трансгрессивного и регрессивного этапов осадконакопления. Циклы по масштабам соразмерны с биостратиграфическими ярусами: 1) с устькутским (O_{1uk}) и 2) чуньским (O_{1cH}) ярусами нижнего ордовика, 3) с кривошукским (O_{2kr}) и 4) мангазейским совместно с долборским ярусами ($O_2^{mn} + O_3^d$) среднего и верхнего ордовика; с 5) лландоверийским (S_{1ln}), 6) венлокским (S_{1W}) и 7) лудловским (S_{2ld}) ярусами в силуре. Каждый из перечисленных циклов подразделяется на циклы меньшего порядка - мезоциклы.

Большая часть нижнеордовикских отложений (устькутский и нижняя половина чуньского яруса), а также силурийские отложения (за исключением низов лландоверийского и верхов лудловского яруса) сложены карбонатными породами. Верхи чуньского яруса, средне-верхнеордовикские отложения и граптолитовые сланцы слагаются терригенными и терригенно-карбонатными породами. В толще карбонатных пород регрессивные части циклов слагаются обломочными, оолитовыми, песчанистыми, алевритистыми разновидностями мергелей и доломитов, реже - известняков. Для этих частей циклов в балансе форм железа значительная роль принадлежит обломочным формам. Трансгрессивные части циклов сложены органогенными, пелитоморфными, слабо глинистыми, кремнистыми разновидностями известняков, реже - доломитов; в этом случае в балансе форм железа преобладает реакционноспособное. В толщах терригенных и терригенно-карбонатных пород переход от регрессивной к трансгрессивной части происходит по мере уменьшения содержания и степени дисперсности терригенных частиц и увеличения содержания карбонатной составляющей пород; при этом наблюдается преобладание в балансе форм железа и переход от обломочной формы к реакционноспособной.

Известно, что в пределах более "мористых" фаций накапливалось преимущественно планктоногенное ОВ, тогда как ближе к берегу в составе ОВ увеличивается роль макрофитов (донной растительности), а также частиц ОВ, принесенного с суши; те и другие в осадок чаще попадают, видимо, в детритной форме.

Для суждения о форме поступления ОВ в бассейн седиментации и в осадок можно прибегнуть к косвенным данным - к сопоставлению взаимоотношения по разрезу величин $C_{орг}$ и $Fe_{обл}$ в балансе форм железа, а также $C_{орг}$ и н.о. (нерастворимого остатка). При этом допускается, что изменение соотношения (в пределах точности анализа) реакционного и обломочного железа в балансе его форм в какой-то степени отражает масштабы соотношения жидкого и твердого стока на континенте.

Сопоставление показало, что в породах регрессивной части циклов разного порядка знак взаимосвязи $C_{орг}$ и $Fe_{обл}$ в балансе форм железа обычно положительный, в трансгрессивной части - отрицательный (см. рис. 1). Отсюда можно предположить, что в течение начального, регрессивного этапа развития цикла ОВ поступало в осадок, а также в бассейн седиментации преимущественно в детритном состоянии, в трансгрессивный этап - в растворенном виде, автохтонное ОВ, безусловно, преобладало в том и другом случае. При этом имеется в виду, что растворенное в воде ОВ попадало в осадок, будучи сорбированным глинистыми минералами, ассимилированным планк-

тоном и бактериями илового раствора или будучи осажденным в виде солей кальция или магния органических кислот. Планктоногенное ОВ уже само по себе увеличивает роль тонкодисперсного ОВ в общем его балансе.

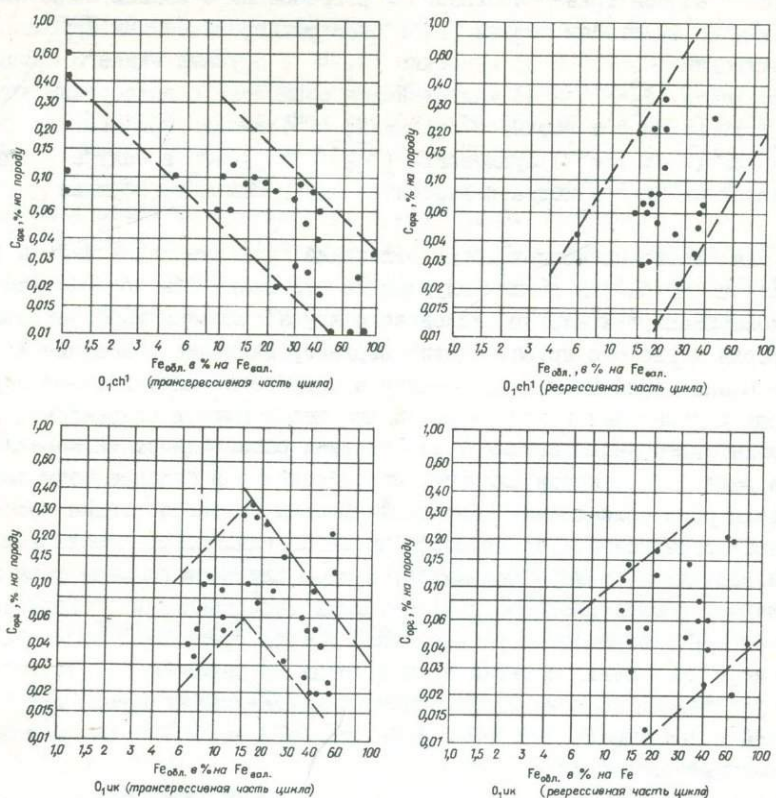


Рис. 1. Зависимость концентраций $C_{орг}$ в породе от содержания $Fe_{обл}$ (в % на $Fe_{вал}$).

В отдельных горизонтах, например, в кровле устькутского, средней части чуньского ярусов, отвечающих трансгрессивным частям соответствующих циклов и содержащих хемогенные продукты размыва коры выветривания, $C_{орг}$ и глинистый нерастворимый остаток коррелируются между собой отрицательно. Видимо, это также может свидетельствовать о том, что в периоды преобладания жидкого стока на континенте одной из форм поступления ОВ в бассейн седиментации и в осадок была растворенная (в составе, например, металлоорганических соединений).

С повышением степени дисперсности ОВ увеличивается его реакционная способность (благодаря увеличению реагирующей поверхности частиц ОВ), что сопровождается увеличением степени битуминизации ОВ (1,2).

Установление определенной закономерности в изменении характера корреляционной связи ОВ с содержанием $Fe_{обл}$ в балансе форм железа говорит о том, что общие законы осадконакопления распространяемы и на такой компонент осадочных пород, как ОВ.

Литература

1. Андреев П.Ф., Иванова В.В., Полякова Н.Н. и Силина Н.П. Свойства и строение рассеянного органического вещества осадочных пород. Тр. ВНИГРИ, вып. 83, Л., 1955, с. 171-187.
2. Баженова Т.К. Геологическое развитие и перспективы нефтегазоносности Игаро-Норильского Севера. Автореф. канд. дисс. МГУ, М., 1964, 22 с.
3. Вышемирский В.С. О природе цикличности угленосных толщ (на примере Донецкого бассейна). Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1965, №4, с. 11-19.
4. Казаринов В.П. Этажи нефтегазоносности в мезозойских осадках Сибири. - В кн. Проблемы Сибирской нефти. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, с. 46-57.
5. Конторович А.Э., Полякова И.Д. Распределение рассеянного органического вещества в мезозойских отложениях Сибири и возможности его использования в целях корреляции разрезов. Матер. УП совещ. Сиб. отд. Ком. по осад. пор. при ОГТГ АН СССР. "Наука", Новосибирск, 1972, с. 9-12.
6. Маркова Л.Г. Циклическое распределение органического вещества в ордовикско-силурийских отложениях р. Мойеро. Бюлл. НТИ. Сер.: Региональная геология и методика геологического картирования. № 2, ВИЭМС, М., 1969, с. 33-36.
7. Родионова К.Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. ВНИГРИ, вып. 53, изд-во "Недра", М., 1967, 346 с.

П.Н. Соколов, Р.Г. Матухин

К ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА р. ИМАНГДЫ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Предполагаемое ранее (2) наличие в бассейне р. Имангды (рис. 1) девонских солей подтвердилось бурением в начале 1974 г. Судя по керновому материалу скважины ИС-13, здесь под рыхлой сульфатно-карбонатной брекчией стратиграфически соответствующей, видимо, юктинской свите (верхний живет) залегают соленосные образования мантуровской свиты (зйфель и большая часть живета). Вскрытая скважиной часть разреза последней (глубина 935-1035,9 м) имеет следующее строение.

935,0-940,4 м. Ангидрит доломитистый серый и темно-серый крупно- и среднезернистый участками тонко-волнистослоистый, в нижней части слоя с мелкими (до 2,5 мм) округлыми гнездами белого и желтовато-белого доломита.

940,4-945,4 м. Ангидрит глинистый светло-серый мелкозернистый сильно засоленный, с поверхности керна пористый или разрушенный до порошка за счет выщелачивания каменной соли.

945,4-962,0. Ангидрит серый и светло-серый участками с голубоватым



Рис. 1. Местоположение вскрытых скважинами залежей каменной соли в северо-западной части Сибирской платформы.

1 - западный берег оз. Пясино, 2 - Микчандинская площадь, 3 - район поселка Талнах, 4 - бассейн р. Имангды.

оттенком средне- и крупнозернистый массивный, редко тонко-волнистослоистый или линзовиднослоистый слабо засоленный с единичными прослоями (до 0,5 м) темно-серого, почти чёрного доломито-ангидрита. В основании слоя (2 м) ангидрит сильно засолен и в керне разрушен до порошка и мелкой щебенки.

962,0-967,0 м. Каменная соль розовая до оранжево-красной крупнозернистая полупрозрачная с отчетливо выраженной сезонной слоистостью в виде налетов, а также линзочек и волнистых слоев ангидрита толщиной до 2-3 мм, повторяющихся через 2-5 см. В нижней части слоя соль сильно загрязнена красновато-коричневым глинисто-алевритовым материалом, в результате чего сезонная слоистость здесь выступает гораздо слабее.

967,0-973,0 м. Алевролит глинистый буровато-коричневый массивный сильно засоленный слабо сцементированный.

973,0-979,6 м. Каменная соль серая и светло-серая с розовым оттенком мелко- и среднезернистая полупрозрачная до непрозрачной с отчетливой сезонной слоистостью, выражающейся в чередовании светлых (незагрязненных) слоев каменной соли толщиной 3-7 см с затемненными (загрязненными глинисто-ангидритовым материалом) слоями толщиной 2-3 см. В верхней половине слоя часто встречаются тонкие (до 10 см) прослойки рыхлого коричневого сильно засоленного алевролита.

979,6-986,5 м. Ангидрит глинистый и глинисто-алевритовый серый и светло-серый мелкозернистый массивный, участками тонко-волнистослоистый и слабо засоленный с прослоем (2 м) розово-серой среднезернистой каменной соли в средней части интервала. Переходы от каменной соли к ангидритам постепенные через ангидрит-галитовую породу.

986,5-1008,5 м. Каменная соль серая до розовато-серой крупно- и среднезернистая полупрозрачная до прозрачной с отчетливо выраженной сезонной слоистостью, образованной преимущественно за счет загрязнения и потемнения самой соли. Встречаются единичные прослои красновато-коричневого массивного алевритистого аргиллита мощностью от 0,5 до 2,1 м. Характерно изменение окраски соли вблизи этих прослоев. Как правило они подстилаются светло-серой почти прозрачной каменной солью, а перекрываются - розовой и светло-розовой. Интенсивность окраски вверх по разрезу постепенно ослабевает.

1008,5-1018,7 м. Ангидрит серый и темно-серый средне- и мелкозернис-

тый, сверху (0,5 м) массивный сильно засоленный, в средней и нижней частях — тонко-волнистослоистый за счет прослоек (до 0,5 см) глинистого и доломитового ангидрита. Нижние 1,5 м разреза представлены ангидритовой брекчией. Здесь порода приобретает зеленоватую окраску, характерный слабо гляцевый блеск и становится жирной на ощупь, за счет появления минералов тальковой группы. Вероятно это результат термального воздействия какой-то не вскрытой, но близко расположенной интрузии.

1018,7—1020,8 м. Глинисто-карбонатно-ангидритовая брекчия с галитовым цементом. Остроугольные, неправильной формы обломки размером до 4 см представлены глинистым контактово-измененным ангидритом и кальцитизированным доломито-ангидритом с частой вкрапленностью пирита. Галит цемента светло-розовый и розовато-красный крупно- и среднезернистый полупрозрачный до непрозрачного без видимых следов течения, с размазанным рисунком сезонной слоистости.

1020,8—1026,3 м. Мергель доломитовый алевритистый, темно-коричневый, засоленный с сильно перемятой слоистостью, участками брекчированный.

1026,3—1034,5 м. Брекчированная светло-серая ангидрит-галитовая порода массивного сложения с редкими тонкими (до 10 см) прослойками небрекчированного среднезернистого слабо засоленного ангидрита. В средней части слоя встречаются сильно трещиноватые обломки черного глинистого мелкокомковатого доломита. В интервале 1032—1033 м отмечен прослой свет-ло-серой полупрозрачной до водянопрозрачной мелкозернистой каменной соли с неявно выраженной сезонной слоистостью.

1034,5—1035,9 м. Темно-серая с зеленоватым оттенком скарированная порода цоизит-доломит-ангидритового (вверху) и хлорит- (серпентин?)- цоизит-доломит-ангидритового (внизу) состава, с реликтами тонкой волнистой слоистости, с частыми тонкими (до 3—4 мм) кальцитовыми прожилками, секущими породу почти параллельно слоистости.

1035,9—1040,0 м. Долерит черный среднезернистый массивный. На контакте с перекрывающимися осадочными породами наблюдается тонкая (до 2 см) каемка осветленного (темно-серого с зеленоватым оттенком) хлоритизированного и серпентинизированного долерита. Контакт четкий, резкий и прямолинейный. На глубине 1040 м бурение скважины остановлено.

Как явствует из приведенной характеристики разреза, вскрытая часть соленосной толщи складывается преимущественно переслаивающимися между собой пластами ангидритов мощностью до 27 м и каменных солей мощностью до 19,5 м с редкими пропластками доломитовых мергелей, аргиллитов и реже алевролитов мощностью от 0,2—0,5 до 6,5 м. Соленасыщенность разреза составляет 40%.

Минералогический состав каменных солей довольно однообразен. В большинстве своем они сложены изометричнополигональными, иногда округло-овальными и редко кубическими кристаллами галита размером от 0,5 до 15 мм (преобладают кристаллы размером 2,5—10 мм). В отдельных галитовых зернах сохранялись реликты зонально-зернистого строения, подчеркивающегося "перистым" или "елочковидным" расположением кубиков рапы, либо галопелитовых включений.

В качестве постоянной примеси в них присутствуют субидiomорфные и идиоморфные короткопризматические кристаллики ангидрита, ромбоэдрические, либо изометрично-полигональные зерна доломита и идиоморфные удлиненные кристаллики кварца. Во многих кристаллах ангидрита и в отдельных кварце-

вых кристаллах наблюдаются микровключения пузырьков раши, располагающиеся обычно по зонам роста кристаллов. Это свидетельствует, скорее всего, о синседиментационном их происхождении в солях. В окрашенных разностях солей в различных количествах присутствуют тонкие пластинки гематита неправильной, либо тетрагональной и реже гексагональной формы размером до 0,05–0,08 мм.

Значительно реже в каменных солях присутствует примесь мелких (до 0,05 мм) разрозненных кубиков пирита или их сростков. Пирит, как правило, концентрируется вблизи ангидритовых гнездышек, либо внутри их.

В единичных случаях в виде редких микровключений (до 0,15 мм) округлой, овальной и неправильно-дендритовидной формы отмечен сильвин.

В отдельных образцах солей (глубины 962 м, 986,6 м и 999 м) среди аутигенных карбонатных образований присутствуют идиоморфные кристаллики магнезита размером до 0,4 мм со сложными кристаллографическими очертаниями, состоящими из комбинаций призмы (тригональной, реже гексагональной) и ромбоэдров, либо ромбоэдров и скаленоэдра. Наиболее развитыми являются грани призмы.

Терригенная примесь в солях распространена весьма неравномерно. Наибольшее количество её наблюдается в густо-окрашенных непрозрачных разностях. В полупрозрачных и особенно в водно-прозрачных солях терригенный материал практически отсутствует. Слагается он, в основном, полуокатанными и неокатанными обломками кварца, калишпатов, кислых и средних плагиоклазов и девитрифицированного (хлоритизированного, гематитизированного либо лейкоксенизированного и карбонатизированного) вулканического стекла. Реже встречаются обломки метаморфических пород кремнисто-хлоритового и кремнисто-карбонатно-хлоритового состава, а также слюд и карбонатных пород. Из акцессорных минералов отмечаются магнетит (ильменит?), циркон и реже турмалин. Глинистый материал представлен гидрослюдой и хлоритом.

В одном образце (глубина 1033 м) встречены обломочные зерна ангидрита, которые отличаются от аутигенных сильной трещиноватостью (они как бы расщепляются по спайности), ступенчато сглаженными ребрами (углами в плоскости шлифа) и помутнениями по краям. Отдельные зерна их регенерированы до правильных короткопризматических очертаний. При этом, границы обломочного ядра подчеркиваются тонкораспыленным пелитовым материалом, расположенным по его периметру.

По химическому составу (см. таблицу) соляные породы рассматриваемого участка относятся к хлоридно-натриевому типу. Лишь в десятых и сотых долях процента присутствуют хлориды K, Mg и Ca. В отдельных прослоях засоленных ангидритов содержание хлористого кальция достигает 1,5%. Наибольшие содержания хлористого магния, а подчас и калия сосредоточены в сильно засоленных глинисто-алевритовых породах. Сульфосоли представлены исключительно сульфатом кальция. Содержание брома колеблется от 0,0077 до 0,0176%.

Ангидритовые породы под микроскопом обнаруживают преимущественно разномзернистую (от тонко- до среднезернистой) и реже волокнистую структуру, массивную, либо нечетко линзовидно-слоистую текстуру. Слагаются они неправильными изометрично-полигональными либо субидиоморфными короткопризматическими и иногда удлиненопризматическими (шестоватыми и игольчатыми) кристаллами. Большинство прослоев ангидритов в той

Химический состав растворимой в воде части соляных пород,
вскрытых скважиной ИС-13 (в весовых процентах)

Глубина отбора, м	Наименование пород	NaCl	KCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	Br	Li	Rb	Сумма солей	B · 10 ³
											Cl
943	Ангидрит засолоненный	14,60	0,03	0,02	1,23	24,09	0,0018	0,0014	—	39,97	0,19
961	Ангидрит засолоненный	13,97	0,08	0,24	26,33	0,0027	0,0027	0,0022	—	41,35	0,27
962	Алевритистая каменная соль	83,06	0,09	0,02	—	2,64	0,0106	—	—	85,81	0,19
966	Глинисто-алевролитовая каменная соль	72,90	0,19	0,31	—	8,32	0,0085	0,0011	—	81,72	0,18
970	Ангидрит-галитовая порода	57,35	0,37	0,61	0,39	6,50	0,0104	0,0027	—	65,22	0,28
975	Каменная соль	91,34	0,12	0,07	0,59	1,42	0,0120	—	—	93,54	0,22
982	Каменная соль	90,85	—	—	—	1,08	0,0100	0,0003	—	91,93	0,18
988	Каменная соль	92,80	0,08	0,04	0,02	1,07	0,0160	—	—	94,01	0,29
994	Алевролитовая каменная соль	71,12	0,25	0,35	—	3,41	0,0120	0,0012	—	75,13	0,26
997	Каменная соль	92,93	0,13	0,09	—	0,73	0,0146	—	—	93,88	0,26
999	Каменная соль	90,80	0,07	0,04	0,23	1,29	0,0176	—	—	92,43	0,32
1003	Глинисто-алевролитистая каменная соль	75,94	0,22	0,66	1,59	3,10	0,0144	0,0007	—	81,51	0,28
1007	Каменная соль	91,83	0,07	—	0,05	2,18	0,0133	—	—	94,13	0,24
1009	Ангидрит засолоненный	13,71	0,01	0,01	1,56	22,93	0,0018	0,0009	—	38,22	0,19
1019	Алевролит засолоненный	19,67	0,25	0,68	0,97	10,92	0,0053	0,0080	0,0040	32,49	0,39
1019,2	Каменная соль	91,15	0,06	0,04	0,83	1,45	0,0117	—	—	93,53	0,21
1020	Каменная соль	90,26	0,05	—	0,09	1,32	0,0146	—	—	91,72	0,24
1020,1	Ангидритистая каменная	78,99	0,05	0,07	1,31	6,96	0,0133	0,0004	—	87,38	0,25
1026	Доломитовый мергель сильно засолоненный	27,05	0,21	0,57	1,34	8,48	0,0077	0,0076	0,0044	37,65	0,43
1033	Каменная соль	89,90	0,02	—	0,12	1,45	0,0170	—	—	91,49	0,34
1034,5	Сильно засолоненный ангидрит	22,83	—	0,01	0,47	21,55	0,0042	0,0008	—	44,86	0,26
1034,6	Каменная соль алевролитистая	87,37	0,02	0,08	0,81	0,85	0,0253	0,0002	—	89,13	0,46

или иной степени засолены. Засоление обусловлено наличием в них рассеянного галита в виде небольших (до 2-5 мм) гнезд неправильной формы и отдельных слабо деформированных прямоугольных и овально-округлых кристаллов размером до 0,3-0,5 мм.

Кроме галита наиболее распространенной аутигенной примесью в ангидритах является доломит. Он присутствует в виде редко рассеянных изометричных зерен неправильной формы, реже ромбоэдрических и призматических кристаллов размером до 0,1-0,2 мм и их сростков, а также в виде микро- и тонкозернистых агрегатов. Содержание доломита в ангидритах иногда достигает 50% (прослой доломито-ангидрита).

Значительно реже в ангидритах встречаются аутигенные кварц и пирит в виде правильных идиоморфных кристалликов или неправильных гнездобразных скоплений размером до 0,3-0,5 мм.

Терригенная примесь, кроме микрочешуйчатых гидрослюда и хлорита, представлена полукатанными алевритовыми обломками кварца, карбонатизированных и хлоритизированных эффузивных пород, плаггиоклазов и калишпатов. Последние, как правило, сильно корродированы и частично, а иногда почти полностью замещены ангидритом. Из аксессуарных минералов часто встречаются гематит, магнетит, ильменит и турмалин. Реже отмечаются рутил и везувиан.

Вблизи долеритовой интрузии в ангидритах появляются цоизит, тальк-серпентин и реже тремолит.

Доломитовые мергели слагаются смесью пелитоморфного, либо микро- или тонкозернистого доломита с тонкодисперсной массой слюдисто-глинистого состава, обладающей искристым угасанием. Глинистое вещество слагается в основном гидрослудой и хлоритом. Структура пород пелитоморфная до микро-лепидобластовой. Иногда алевропелитовая за счет примеси обломочных зерен кварца, полевых шпатов, эффузивных пород, слюд и черных рудных минералов.

Мергели, как правило, имеют густую бурую и красно-коричневую окраску, обусловленную тонко распыленными в них окислами железа. Последние наблюдаются здесь преимущественно в виде микроскопически густо рассеянных зерен, либо в виде тонких пластинок неправильно-изометричной реже слабо вытянутой призматической формы и иногда в виде квадратных и гексагональных чешуек размером до 0,05-0,08 мм в поперечнике. Кроме того, окислы железа в виде микрочешуйчатых агрегатов часто развиваются по биотиту и основной массе эффузивных пород.

Из других аутигенных минералов-примесей в доломитовых мергелях часто отмечаются ангидрит, галит и кварц, реже кальцит.

Аргиллиты сложены тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюда и хлорита с примесью пелитоморфных или микрочешуйчатых карбонатов, бурых окислов железа и иногда мелкоигльчатого ангидрита. Структура их микро-лепидобластовая пелитовая, реже алевропелитовая. Последняя связана с наличием обломков кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита и сильно измененных эффузивных пород алевритовой размерности. Текстура пород тонко-горизонтально- либо волнистослоистая, реже массивная. Аргиллиты нередко в различной степени засолены. Галит в них присутствует в виде мелкозернистых агрегатов и отдельных зерен (до 1 мм) неправильной формы. В отдельных прослоях алевритовых аргиллитов присутствует, вероятно, и незначительная (до 1,7%) примесь карналлита, о чем свидетельствуют повышен-

СКВ. МД-10

СКВ. ИС-13

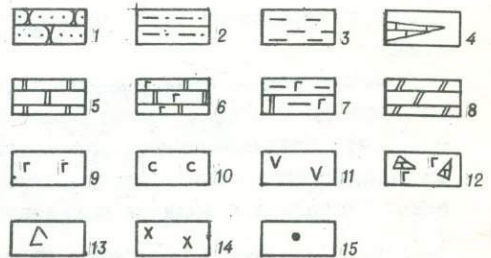
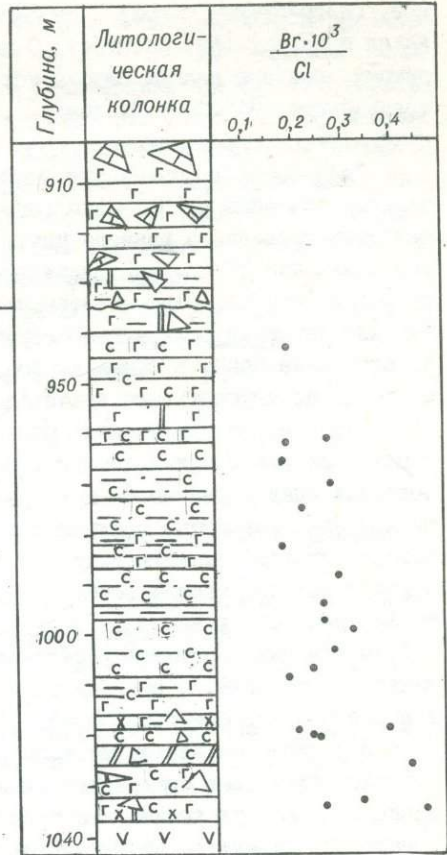
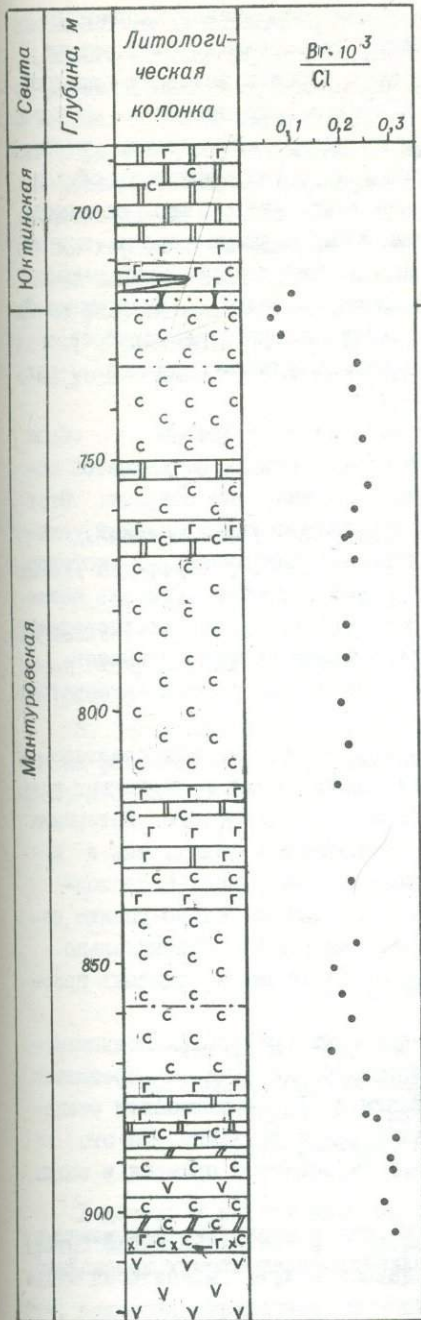


Рис. 2 РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗНАЧЕНИЙ БРОМ-ХЛОРНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ В КАМЕННЫХ СОЛЯХ ДЕВОНА МИКЧАНДИНСКОЙ (СКВ. МД-10) И ИМАНГДИНСКОЙ (СКВ. ИС-13) ПЛОЩАДЕЙ

I - песчаник, 2 - алевролит, 3 - аргиллит, 4 - линза известняка, 5 - доломит, 6 - доломито-ангидрит, 7 - глинистый доломито-ангидрит, 8 - доломитовый мергель, 9 - ангидрит, 10 - каменная соль, 11 - долерит, 12 - известняковая брекчия с ангидритовым цементом, 13 - брекчирование пород, 14 - скарирование пород, 15 - значения бром-хлорных коэффициентов

ные, по сравнению с выше- и нижележащими породами содержания хлористого калия и магния (см. таблицу). С наличием легко растворимых солей, по-видимому, связана весьма слабая устойчивость этих пород в условиях дневной поверхности. Находясь на воздухе, они очень быстро разрушаются и превращаются сначала в пластичную, а затем в сыпучую пелито-алевроитовую массу.

Если сравнить описанные соленосные отложения с аналогичными образованиями бассейна р. Микчанды (рис. 2), то отчетливо видно, что соленасыщенность последнего разреза почти вдвое выше. Сами соляные породы, вскрытые скважиной ИС-13, характеризуются гораздо большим содержанием нерастворимого остатка. В нерастворимых остатках каменных солей Имангдинской площади заметную роль играют терригенные глинисто-алевроитовые примеси, хотя отношение CaSO_4 к сумме карбонатной и терригенной составляющих в них остается преимущественно значительно выше единицы.

Характер распределения бром-хлорных отношений по разрезам обеих скважин не имеет принципиальных различий. В обоих случаях наблюдается отчетливый спад величины бром-хлорного коэффициента вверх по разрезу. Этот показатель, совместно с близким химическим составом соляных залежей, свидетельствует о близости гидрохимических условий их накопления, которое осуществлялось, скорее всего, в едином солеродном бассейне. Степень метаморфизации рапы в нем была достаточно высокой, на что указывает хлоридный состав соляных минералов, исключительно ангидритовый состав сульфатов, а также доломитовый, с незначительной примесью магнезита, состав карбонатов в нерастворимых остатках солей.

В отличие от Микчандинского района, в бассейне р. Имангды средне-вонские соленосные осадки накапливались в несколько более мелководных условиях. На это указывают как повышенные содержания обломочного материала в разрезе, наряду со значительной примесью карбонатов в солях, так и наличие кальцита в межсолевых прослойках доломитовых мергелей. Мелководность условий седиментации приводила, вероятно, к относительно резким сезонным колебаниям в концентрации рапы, что подтверждается сравнительно высокими вариациями (до 0,004-0,005%) в содержании брома в годичных прослойках.

Хлор-бромные коэффициенты в отдельных сезонных прослойках поднимаются почти до 0,4 (а в тонких галопелитовых прослойках иногда превышают 0,4), что свидетельствует, по данным М.Г. Валяшко (1), о повышении степени концентрации рапы почти до начальных стадий садки сильвина. На это же может указывать и наличие магнезита в составе карбонатной примеси в солях (3).

Присутствие хлористого магния до 0,6% наряду с несколько повышенными содержаниями хлористого калия в отдельных глинисто-алевроитовых прослойках

указывает на возможное присутствие в них карналлита в количествах до 1,7% от общего объема породы. Однако, в связи с тем, что рассматриваемый район располагался в относительно приподнятой прибортовой части солеродного бассейна, в целом перспективы калиеносности его, так же как и Микчандинского участка, мы оцениваем отрицательно. Перспективные районы в отношении поисков калийных солей располагаются севернее и северо-восточнее, где предполагается наличие среднедевонских конседиментационных впадин. В районе же верхнего течения р. Имангды калиеносным горизонтам соответствуют, скорее всего, тонкие прослойки сильно засоленных глинистых алевролитов, легко разрушающихся от атмосферной влаги при выходе на дневную поверхность, повышенная калиеносность которых, по сравнению с вмещающим галитом, устанавливается лишь путем химических анализов.

Литература

1. Веляшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962, 397 с.
2. Матухин Р.Г., Пашкевич С.Р., Соколов П.Н., Черевков Е.А. О среднедевонских галогенных отложениях на северном побережье оз. Лама (северо-запад Сибирской платформы). Литология и полезные ископаемые, 1974, № 4, с. 116-121.
3. Седлецкий В.И., Мельникова Е.М. Типоморфные особенности карбонатов на различных стадиях галогенеза. Литология и полезные ископаемые, 1970, № 1, с. 110-114.

Т.А. Дивина, Р.Г. Матухин

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СТРОНЦИЕНОСНОСТЬ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЯСИНСКОЙ И КЕТА-ИРБИНСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ (северо-запад Сибирской платформы)

В девоне и нижнем карбоне северо-запада Сибирской платформы неоднократно отмечались отдельные горизонты пород, более или менее обогащенные одним из основных стронцийсодержащих минералов — цеlestином (2,3 и др.). Эти, пока еще отрывочные сведения, могут быть существенно дополнены результатами проведенных нами детальных петрографических исследований верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Пясинской и Кета-Ирбинской площадей (рис. 1) и интерпретации около 100 определений в различных типах слагающих эту толщу пород содержаниями стронция, установленных полуколичественным и количественным спектральным анализами, а также методом фотометрии пламени (лаборатории СНИИГТИМСа). Подобное изучение данного разреза выполнено впервые.

Девонская часть разреза здесь представлена фокинской свитой (фамен).

нистое вещество которых представлено гидрослюдой и хлоритом. Состав алевроитовой примеси в породах аналогичен описанному в нижележащей пачке. Для доломитов характерно присутствие ангидрита и гипса в виде линз и прожилков различной конфигурации и мощности.

В средней части пачки выделяются два прослоя (примерно по 0,5 м) более крупнозернистых пород. Нижний из них представлен крупнозернистым хорошо отсортированным алевролитом с базальным глинисто-доломит-гипс-ангидритовым цементом. Доломит мелко-среднезернистый. Ангидрит образует изометричные зерна. Гипс волокнистый или мелкочешуйчатый. Алевроитового размера обломки представлены кварцем, кремнями (хорошо окатаны), а также присутствующими в подчиненном количестве полевыми шпатами (плаггиоклазы и решетчатый микроклин) и зачастую хлоритизированными слюдами. Отмечаются новообразованные полевые шпаты (альбит) в виде целых кристаллов либо в виде регенерационной каемки на обломках микроклина (двойниковые швы в эти каемки не проникают). Иногда наблюдаются случаи замещения полевых шпатов гипсом, а также корродирование их обломков доломитом. Встречаются гнезда (до 0,1 мм в поперечнике) титаносодержащих минералов, а также линзы глинистого доломита.

В алевролите установлено I,17% стронция.

Верхний прослой сложен мелкозернистым (с отдельными более крупными кристаллами (доломитом), содержащим значительную примесь обломков песчано-алевроитовой размерности, вкрапленники гематита и гидрогематита, а также прожилки розового волокнистого гипса и бесцветного ангидрита. Обломочный материал (особенно песчаной и крупноалевроитовой размерности) хорошо окатан. Представлен он кварцем, полевыми шпатами (плаггиоклазы и микроклины), а также бесцветными и бурными кремнями. Кремни образуют сферолиты (до 0,2 мм в диаметре). В этом прослое установлено также повышенное (до I,88%) содержание стронция.

Скважиной ИИС-5 в верхней части описываемой пачки вскрыт маломощный (0,1 м) прослой грубозернистого кварцевого песчаника с ангидрит-доломитовым цементом. Обломки кварца и кремней хорошо окатаны, единичные обломки плаггиоклазов в значительной степени изменены (пелитизированы). Здесь же десятью метрами выше по разрезу в красноцветной, представленной тонким (до 1-5 мм) переслаиванием доломита и ангидрита породе, содержащей "плававшие" обломки кварца песчаной размерности, отмечаются линзочки (до 0,5x0,2 мм) и отдельные идиоморфные кристаллы (от 0,08 до 0,15 мм по длинной оси) целестина. Кристаллы имеют призматические формы с пирамидальными окончаниями. Между кристаллами целестина располагаются кристаллы гематита и сгустки гидратированного железистого материала, пятнами окрашивающего породу в красно-бурный цвет. Иногда кристаллы целестина образуют радиально-лучистые сростки. В общей массе породы содержится до 3,19% стронция.

В керне этой скважины в интервале 362-370 м отмечаются стяжения кремней (до 5 см в диаметре). Включающие их породы содержат до 1% стронция.

Общая мощность описанной пачки по керну полностью вскрывшей её скважины ИИС-6 составляет 102 м.

Венчает фокинскую свиту пачка (до 25 м) сероцветных более или менее известковых доломитов и известняков с прослоями брекчий и ангидритов. Доломиты и известняки присутствуют примерно в равных количествах.

В керне скважины П-15 в доломитах отмечены прожилки белого и черного гипса, а также зерна аутигенного кварца (до 0,08–0,1 мм в поперечнике). Последний встречается как в интерстициях, так и в кристаллах кальцита и гипса. Здесь же в составе глинистой фракции глинистых доломитов определен тальк и вермикулит.

На территории Кета-Ирбинской площади в этой пачке имеются прослой (до 2 м) мелкообломочных (величина обломков до 2–3 см) брекчий. Обломки представлены известняками средне-крупнозернистыми, иногда комковатыми, реже доломитами тонко-мелкозернистыми алевритовыми. Заполняющей массой в брекчиях служит глинистый доломит. Глинистый материал (гидрослюда и хлорит) присутствует в виде линзочек (до 0,5 x 0,2 мм).

Турнейский ярус нижнего карбона представлен ханельбиринским (внизу) и серебрянским горизонтами.

Нижняя граница ханельбиринского горизонта проводится в основании пачки (2–10 м) карбонатных брекчий. Сложены брекчии обломками известняков и доломитов (от 2–3 до 20 см в поперечнике), сцементированными доломитово-известковым, иногда с примесью гидрослюдистых глин, материалом. Встречаются также окатанные песчаной размерности обломки гидрослюдистых аргиллитов, окруженные обычно каемкой тонкозернистого кальцита шириной до 0,8 мм.

Выше залегает пачка, сложенная в основном органогенно-обломочными известняками серого и темно-серого цвета, массивными или с тонкой волнистой слоистостью (последняя наблюдается в глинистых разностях). Для пачки характерно присутствие кремнистых образований округлой или линзообразной формы (до 7 см в диаметре) серого или светло-серого цветов. В шлифах часто наблюдается замещение органогенных остатков кремнистым материалом. Известняки обычно микро- и тонкозернистые, прослоями брекчированные. Глинистый материал зеленовато-серого цвета присутствует в них как в равномерно рассеянном состоянии, так и в виде примазок и слоев толщиной до 2 мм. В нижней части пачки отмечены прослой известняковых брекчий.

Наряду с известняками здесь присутствуют, иногда в значительном количестве (скв. ЮИС-6 и П-15), доломитовые известняки и доломиты.

В керне скважины П-15 (глубина 179 м) на стенках трещин в сером тонко-мелкозернистом известняке с "плавающими" обломками темно-серого пелитоморфного известняка присутствуют тонкие (до 0,5 мм) налеты восковидного в увлажненном состоянии волокнистого палыгорскита. Кроме палыгорскита в прожилках толщиной 1–2 мм присутствует белый мелко-среднезернистый кальцит.

Мощность пачки изменяется от 6 до 39 м.

Описанные породы постепенно сменяются однообразными темно-серыми массивными органогенно-детритовыми известняками, содержащими многочисленные обломки раковин брахиопод, остракод, фораминифер и других организмов, а также включения (до 1 см в поперечнике) голубовато-серых кремней. Кремнистый материал присутствует в виде неопределенной формы стяжений, а также иногда выполняет внутренние полости раковин, перегородки которых сложены кальцитом. Мощность этой пачки, завершающей разрез ханельбиринского горизонта, 17–24 м.

В нижней пачке серебрянского горизонта отмечается резкое уменьшение (по сравнению с подстилающими породами) количества органогенного материала (в шлифах лишь изредка отмечаются плохо сохранившиеся, часто окатанные

остатки брахиопод) и появление доломитовых разностей известняков и доломитов. Породы обычно мелкозернистые, реже тонко- или микрозернистые. Почти повсеместно присутствует примесь глинистого (гидрослюда) и мелкоалевритового материала (обломки кварца, полевых шпатов, слюд мусковитового ряда). Местами породы имеют пятнистую окраску за счет примазок и слоев (до 2 мм) глинистого материала зеленовато-серого цвета. В шлифах видно, что последний приурочен к прожилкам причудливой конфигурации (типа стилолитов) с частыми раздувами мощности. Здесь же присутствует значительное количество кристалликов пирита размером до 0,5 x 1 мм.

Мощность пачки в разных разрезах изменяется от 5 до 21 м.

На Кета-Ирбинской площади породы турнейского яруса с размывом перекрываются угленосными отложениями тунгусской серии (C_2-P_2). На Пясинской площади они сменяются сульфатоносной глинисто-карбонатной толщей тундринской свиты. Нижняя граница последней проводится в основании пачки (9-10 м) карбонатных брекчий, постепенно переходящих вверх по разрезу в слабо брекчированные разности пород.

Брекчии сложены обломками (3-7 см в поперечнике) доломитов, известняков и реже ангидритов, сцементированными известково-глинистым или глинисто-доломитовым материалом. Глинистый материал желтого цвета с чешуйчато-волокнистой структурой. Располагается он в интерстициях между кристаллами кальцита, а также образует линзы размером до 1 x 2 мм. В верхней части пачки количество обломков уменьшается и они как бы "плавают" в глинисто-карбонатной массе. В ряде шлифов в цементирующей массе отмечено небольшое количество обломков кварца средне- и мелкоалевритовой размерности.

Присутствующий в породе кремнистый материал образует отдельные гнезда диаметром до 0,05-0,5 мм. Для всей пачки характерно наличие желваков (0,5-5,0 мм в поперечнике) и отдельных кристаллов пирита. Некоторые поры в карбонатных брекчиях выполнены чистым тонковолокнистым гидрослюдистым или кремнисто-гидрослюдистым материалом. Местами ориентировка глинистых частиц параллельна или субпараллельна, что создает видимость как бы "монокристаллов", пронизанных обломками карбонатов.

В брекчиях встречаются линзочки целестина размером до 2 x 4 мм. Отдельные кристаллики последнего (от 0,03 x 0,02 до 0,1 x 0,08 мм) присутствуют также в виде включений в кристаллах ангидрита и между зернами карбонатов. Кристаллики целестина обычно идиоморфны и имеют форму четырехгранных призм с дипирамидальными окончаниями. Изредка в шлифах можно наблюдать замещение целестина ангидритом. Содержание стронция в брекчиях ядра скважины П-15 достигает 3,5%, а в ядре скважины П-8 бис колеблется в пределах 0,1-1,21%.

Над брекчиями залегает пачка пород преимущественно доломитового состава. В ядре скважины П-15 это глинистые светло-серые массивные тонкозернистые, местами брекчированные доломиты, содержащие прослойки (до 3 см) темно-серого аргиллита и гнезда (до 3-5 мм в поперечнике) пирита. Иногда в доломитах содержится небольшое количество мелкоалевритовых обломков кварца. В шлифах видны неправильной формы выделения кристаллов кальцита, иногда окруженных каемками доломита, и целестина размером 0,2-0,3 мм. Содержание стронция в доломитах составляет 1,28%.

Разрез этой пачки в ядре скважины П-10 отличается несколько большей мощностью (11 м) и обилием кварцево-кремнистого материала. Доломиты на

отдельных участках бывают инъецированы кальцитово-кремнистым веществом, образующим линзы и прожилки (до 5 см). В отдельных частях пачки наблюдаются кварцево-кремнистые образования в виде розеток, а также отдельных кристаллов и их сростков размером до 0,5 x 1 - 1 x 2 мм. Некоторые кристаллы кварца имеют зональное строение: в центральной части видны зерна кальцита, позволяющие предположить, что первичный состав этих участков породы был в той или иной степени известковым. Трещины в крупных кристаллах кварца всегда бывает залечены кальцитом. Кварцевые кристаллы имеют бурый, а кальцитовые - белый цвет. В кальците иногда содержатся мелкие (до 0,03 x 0,08 мм) кристаллики аутигенного кварца. В шлифах отмечены линзочки (до 3 мм) глинисто-органического, черного в проходящем свете материала, содержащего очень мелкие кристаллики титанистых минералов и шпирита.

В разрезе скважины П-8 бис мощность описываемой пачки увеличивается до 55 м. Кроме сероцветных глинистых доломитов здесь, в верхней половине разреза, присутствуют прослой ангидритов и мергелей. Вся средняя часть пачки занимает пласт ангидрита (25 м) светло-серого цвета крупнозернистого массивного, местами с прослоями (до 0,1 м) черных тонкозернистых доломитов и аргиллитов.

В верхней части пачки количество глинистого материала настолько увеличивается, что глинистые доломиты сменяются доломитовыми мергелями. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами, присутствующими в интерстициях между доломитовыми кристаллами, а также в виде линз и ветвящихся прожилков толщиной до 1 см.

Породы пачки отличаются несколько повышенной стронциеисодностью. Целестин, иногда вместе с ангидритом, образует в доломитах и во одном случае в алевритистом мелкозернистом известняке небольшие линзочки и гнезда толщиной до 0,2-0,5 мм. Отдельные кристаллики целестина имеют размер до 0,03 x 0,05 мм. Содержание стронция в породах изменяется от 0,92 до 1,26%, редко снижаясь до 0,1%.

Ангидрит-доломитовые породы вверх по разрезу сменяются переслаиваемыми известняками и гипсо-ангидритами.

Мощности отдельных прослоев 2-5 м.

Описываемая пачка пород отличается от нижележащих пестрой окраской: чередованием серых, зеленовато-серых, коричневых и красно-коричневых цветов. Красно-коричневые и зеленые цвета преобладают в нижней половине пачки, верхняя - преимущественно сероцветна.

Гипс-ангидритовые породы образуют крупно- и мелкозернистые разности. Отмечаются гнезда (до 3 x 2 мм) и единичные кристаллы (до 2 x 2 мм) аутигенного кварца, а также включения кристаллов кальцита. Глинистый материал присутствует в виде линз (до 10 x 1 мм) зеленовато-желтых мелкочешуйчатых и чешуйчато-волокнистых гидрослюд. Имеются прослой известняковых брекчий с гипс-ангидритовым цементом.

Карбонатные прослой представлены известняками микро-, тонко-, реже мелкозернистыми, в единичных случаях - средне-крупнозернистыми. Глинистые разности чаще всего красноцветны, карбонатные - сероцветны. Известняки серого и светло-серого цвета микро- и тонкозернистые глинистые, местами с прослоями гидрослюдистых глин. В этих прослоях глинистый материал окрашивается местами в темно-бурый, почти черный цвет, к ним же бывает приурочено большое количество зерен аутигенного кварца размером до 1 x 2 мм.

В верхней части пачки породы часто брекчированы. Цементом известняковых брекчий (величина обломков до 10 см) служит обычно более глинистый карбонатный материал.

Известковые прослой содержат многочисленные включения гипсо-ангидри-та в виде гнезд, прожилков и отдельных кристаллов. Местами наблюдается пойкилитовое прорастание гипсовых монокристаллов кристаллами карбонатов, кварца.

В описываемой пачке в керне скважин П-15 и П-8 бис встречен прослой (0,5 и 1,3 м) кремнистой конгломерато-брекчий. Обломки величиной до 3 см цементируются разнозернистой (тонко-крупнозернистой) известняковой массой, содержащей большое количество разнозернистого кремнистого материала и целестина. Размеры кристаллов последнего зависят от степени раскристаллизованности вмещающих карбонатов. В тонкозернистом известняке кристаллы целестина имеют мелко-среднеалевритовую размерность, в крупнозернистом известняке наблюдаются таблитчатые и шестоватые кристаллы длиной до 1 мм. Иногда происходит частичное замещение кристаллов целестина кремнистым веществом. Здесь же отмечены отдельные сростки актинолита. В прослоях конгломерато-брекчий содержится стронций в количествах 9,3% (скв. П-8 бис) и 1,94% (скв. П-15).

В средней части известняковой пачки керна скважины П-15 целестин наблюдается также в виде гнезд, линз (до 1 см в диаметре) и прожилков (до 4 см). Целестин образует также включения в кристаллах гипса (до 0,1 x 0,08 мм), а также концентрируется в интерстициях между кристаллами кальцита. В прожилках и крупных гнездах кристаллы целестина достигают размера 2x10 мм. Форма их обычно удлиненная: столбчатая и таблитчатая. В прожилках светло-голубые кристаллы целестина перемежаются с крупнокристаллическим желтоватым кальцитом. Содержание стронция в крупных кристаллах составляет 42,2%.

В этой же части разреза отмечены тонкие (до 1-2 мм) прожилки паллгорскита, аналогичного описанному выше. Для пачки характерно почти повсеместное присутствие аутигенных кремней и кварца, образующих включения до 2 x 3 мм. В ряде случаев отмечаются следы внутриформационных размывов.

Разрез известняковой пачки по скважине П-10 отличается очень широким развитием кремней, аутигенного кварца, регенерационных каёмок вокруг обломочных зерен, полным отсутствием сульфатов (как кальциевых, так и стронциевых). Кроме того, породы содержат местами плохой сохранности неопределимые остатки фауны, что не характерно для других разрезов, в составе глинистой фракции содержится повышенное по сравнению с другими разрезами количество хлорита.

Мощность известняковой пачки изменяется от 48 до 78 м.

Выше по разрезу в керне скважины П-8 бис с постепенным переходом залегает пачка (12 м) известковых алевритовых мергелей. Состав алевро-глинистых и карбонатных компонентов здесь не претерпевает качественных изменений.

Как уже указывалось во всех литологических разностях изученных разрезов (рис. 2) количественным и полуколичественным спектральным анализами определялись содержания стронция. Проверка показала достаточно высокую сходимость полученной при этих видах исследования информации. В случаях, когда таким способом выявлялись повышенные содержания стронция или при-

сутствие целестина устанавливалось микроскопически, в соответствующих образцах стронций определялся также пламенно-фотометрическим методом. Подсчеты средних содержаний стронция в различных типах пород проводились лишь по данным количественного спектрального анализа (рис. 3).

Содержания стронция в фокинской свите анализировались по кернам скважин ЮИС-5 и ЮИС-6. Обычно они составляют первые сотые доли процента. Единичные пробы доломитов содержат 0,1-0,5% стронция. Лишь в двух случаях, в прослоях ангидритосных алевроитовых доломитов определено 1,17 и 1,88% стронция (скв. ЮИС-6), а в прослое красноцветной песчаной ангидрит-доломитовой породы - 3,19% стронция (скв. ЮИС-5).

Содержания стронция в турнейских отложениях определены в образцах из ядер скважин ЮИС-5, ЮИС-6, П-10 и П-15. В подавляющем большинстве случаев это первые сотые доли процента. Лишь в самом основании разреза скважины П-15 на границе турнейских отложений с фокинскими содержание стронция составляет 0,23%.

Наибольшая концентрация стронция установлена в породах тундринской свиты (скв. П-8 бис, П-15). В то же время в аналогичном разрезе по скважине П-10 содержания стронция, становясь несколько выше чем в турнейской толще, так же остаются на уровне первых сотых долей процента.

Средние содержания этого элемента в породах тундринской свиты в разрезах скважин П-15 и П-8 бис составляют 0,5-0,7%, увеличиваясь иногда до 1-1,5%, а в единичных случаях до 3,5-9,3%. Максимально высокие содержания отмечены в прослоях брекчированных, алевроитовых, реже - глинистых разностей доломитов или ангидритосных известняков. Известняки, в том числе и их глинистые разности, а также известковые мергели содержат сотые доли процента стронция, что, например, характерно для верхней части тундринской свиты по скважине П-8 бис.

Из приведенных графических материалов (рис. 2) видно, что устойчиво повышенные по сравнению с кларковыми значения содержания стронция приурочены к доломитовым пачкам (независимо от присутствия кальциевых сульфатов), а также к пачкам переслаивания известняков и ангидритово-гипсовых пород. Максимальные значения содержания связаны, судя по микроскопическим наблюдениям, с вторичным обогащением стронцием относительно крупнозернистых пород или трещиноватых участков разреза. Важное значение имеет также сравнительно частая смена разнофациальных осадков. Известняки, в том числе их глинистые разности, известковые мергели, а также однородные мощные пачки пород (даже доломит-ангидритового состава) содержат обычно лишь сотые доли процента стронция.

Повышенные концентрации стронция фиксируются в разрезах, содержащих кальциевые сульфаты. Те же интервалы разреза, где отсутствуют гипсы и ангидриты, характеризуются содержаниями кларковыми и меньше кларковых. При-

Рис. 2. Схема сопоставления изученных разрезов и характер изменения в них содержания стронция. (См. вклейку между стр. 96 и 97).
I - конгломерат; 2 - брекчия; 3 - песчаник; 4 - алевролит; 5 - аргиллит;
6 - мергель доломитовый; 7 - мергель известковый; 8 - доломит; 9 - известняк; 10 - гипс, ангидрит; 11 - кремни; 12 - целестин; 13 - каменная соль;
14 - оолиты; 15 - фаунистические остатки; 16 - долерит.

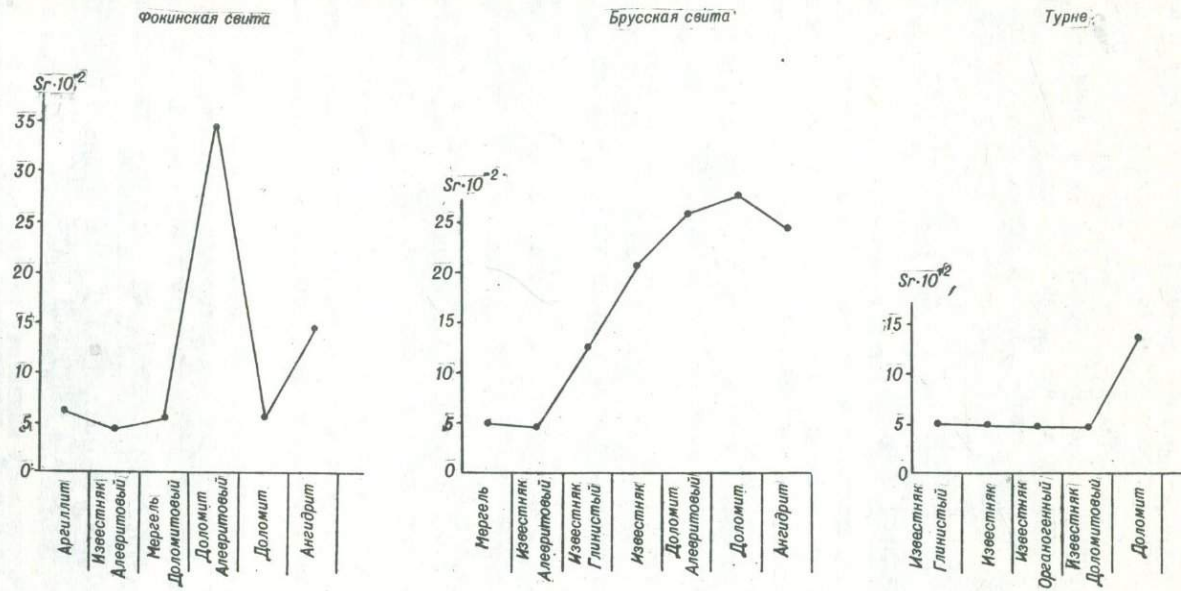


Рис. 3. Распределение стронция по типам пород в фациальных профилях верхнего девона и нижнего карбона.

мером может служить разрез скважины П-10. Состав пород тундринской свиты здесь аналогичен таковому в скважинах П-15 и П-8 бис. Отличие состоит лишь в полном отсутствии гипсов и ангидритов. Содержание стронция здесь, в отличие от других разрезов этой свиты, не поднимается выше первых сотых долей процента. Общая обстановка осадконакопления на этом участке, видимо, значительно отличалась от условий на участках расположения скважин П-15 и П-8 бис. Видимо здесь располагалась какая-то зона бассейна с пониженной соленостью вод. Эти данные хорошо согласуются с палеогеографическими реконструкциями позднего девона на северо-западе Сибирской платформы, проведенными В.С. Нестеровским, В.А. Платоновым и Э.Б. Луниным (4). В позднем девоне на этом участке, по мнению данных исследователей, существовал залив, приуроченный к прогибу север-северо-западной ориентировки. В начале позднепалеозойского времени здесь был пролив, ориентированный аналогично проливу позднего девона (1). Приведенный фактический материал является подтверждением наследования структурных планов позднего девона раннего карбона и позднего палеозоя.

Литература

1. Дивина Т.А. История и условия формирования пликативных структур Норильского района в позднем палеозое. Труды СНИИГТИМСа, вып. 141, 1972, с. 61-75.
2. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Западно-Сибирское книжное изд-во, Новосибирск, 1974, с. 128.
3. Меннер В.Вл. О сульфатности среднепалеозойских отложений северо-западной части Сибирской платформы. Ученые записки НИИГА. Региональная геология. Вып. 1, Л., 1963, с. 124-142.
4. Нестеровский В.С., Платонов В.А., Лунин Э.Б. Позднедевонский прогиб на северо-западе Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 193, № 3, 1970, с. 672-674.

Р.Г. Матухин, В.Вл. Меннер

О ЗАДАЧАХ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наиболее острой проблемой, затрудняющей дальнейшую разработку региональных стратиграфических схем девона и нижнего карбона для северо-западной части Сибирской платформы, по-прежнему остается слабая палеонтологическая изученность среднепалеозойских толщ. По этой причине до сих пор четко не определен возраст большинства палеонтологически охарактеризованных горизонтов девона, неясным остается положение почти всех ярусных границ в разрезах девона и карбона. Значительные успехи, достигнутые за пос-

ледние годы в палеонтологическом изучении девонских толщ складчатого обрамления Сибирской платформы и их корреляция с ярусами Международной шкалы, создали необходимую основу для эффективного биостратиграфического изучения и морских горизонтов девона на северо-западе Сибирской платформы. Так по остракодам и позвоночным вероятно уже в ближайшее время можно было бы уточнить жединский или зигенский возраст нижней части курейского горизонта. Новые сборы и комплексное изучение кораллов, брахиопод, остракод и позвоночных позволили бы обосновать положение границы нижнего и среднего девона внутри разведочинского горизонта и т.д. Е.Е. Дожиковой, А.Д. Архангельской, Е.В. Чибриковой доказана возможность использования палинологического метода для датировки сероцветных и пестроцветных толщ девона в Приенисейских районах Сибирской платформы. Микрофоссилии указывают на вероятно доэмский возраст курейской свиты, подтверждают отнесение к нижнему эмсу большей части разведочинской свиты, а также "позднеэмский" - такатинский возраст нижних слоев мантуровской свиты в тех разрезах, где последняя согласно залегает на разведочинской свите. Проведенные Е.А. Рейтлингер и В.А. Платоновым исследования верхнедевонских фораминафер и водорослей позволили впервые надежно обосновать детальную корреляцию пачек каларгонского горизонта и присутствие фаменского яруса в опорном разрезе Норильского района (6,7). Палинологические и микропалеонтологические данные должны сыграть решающую роль в определении возраста толщ доугленосного карбона.

Подчеркивая важность биостратиграфических исследований для уточнения возраста региональных стратиграфических подразделений среднепалеозойских толщ северо-запада Сибирской платформы, отмечая первостепенное значение немногочисленных морских палеонтологически охарактеризованных горизонтов, как основных маркеров при корреляции разрезов, следует иметь в виду, что для разработки местных стратиграфических схем и детального сопоставления разрезов девона и нижнего карбона основную роль в большинстве районов по-прежнему будут играть минералого-петрографические признаки толщ и историко-геологические данные.

В этой связи рассмотрим некоторые литологические аспекты изучения среднепалеозойских отложений северо-запада Сибирской платформы, разработка которых необходима для сопоставления нового варианта стратиграфических схем.

В новой схеме должно быть сохранено представление о выдержанности основных литофациальных показателей для большинства горизонтов девона и нижнего карбона Приенисейской зоны Сибирской платформы. Вместе с тем в ней должны получить отражение выявленные в последние годы случаи довольно резкой изменчивости разрезов на сравнительно коротких расстояниях. Изменчивость разрезов связана с конседиментационным формированием локальных прогибов и поднятий, проявлениями перерывов, палеокарста и т.д. На крайнем севере - в Норильском районе указанная изменчивость выражена в полном выпадении из разрезов или резком сокращении мощностей разведочинской и низов мантуровской свит, изменении сульфатности пестроцветных свит нижнего и среднего девона и, особенно четко в распространении мощного сульфатно-карбонатного и маломощного, избыточного следами перерывов карбонатного типов разрезов верхнего девона. Несмотря на существенные петрографические различия, литофациальный облик каждого горизонта в обоих типах

разрезов в общем сохраняется, что позволяет использовать для них единую схему местных стратиграфических подразделений, но с указанием разных па-растратотипов. Аналогичные случаи, по-видимому, будут встречаться и в других районах северо-запада Сибирской платформы.

Недостаточное внимание к литологическим характеристикам стратотипов местных подразделений и одновременно недоучет характера региональной петрографической изменчивости горизонтов вызывает все больший разнобой в проведении границы силура и девона, а также в выборе уровней границ свит в палеонтологически "немых" пестроцветных отложениях нижнего и среднего девона, вскрытых бурением в междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок. В Приенисейской зоне северо-запада Сибирской платформы граница силурийской и девонской систем обычно принимается на уровне постепенной, но достаточно четко выраженной смены карбонатных отложений верхнего силура пестроцветной, преимущественно мергельной толщей зубовского горизонта нижнего девона. Судя по обнажениям северо-восточного борта Тунгусской синеклизы и разрезам скважин пробуренных в среднем течении р. Нижней Тунгуски, в низовьях рек Бахты и Подкаменной Тунгуски по направлению к югу и востоку от низовьев р. Нижней Тунгуски в верхнесилурийских отложениях появляются пачки красноцветных мергелей. На левобережье р. Подкаменной Тунгуски красноцветы в верхнесилурийском разрезе уже преобладают. Нередко пестроцветную толщу верхов силура ошибочно относят к нимской свите нижнего девона. При выборе уровня границы систем в этих разрезах следует помнить, что в силурийской пестроцветной толще всегда сохраняются довольно значительные пласты темно-серых доломитов и известняков, а среди отложений, соответствующих зубовскому горизонту, такие пласты не встречаются.

Проведение в южных и восточных районах границы систем по первому появлению красноцветных пластов приводит или к ошибочному завышению мощности нимской свиты (Туринская опорная скважина), или к неправильному сопоставлению с зубовским горизонтом палеонтологически слабо охарактеризованных отложений большей части лудловского яруса силура (Амбардахский район).

Другой ошибочный вариант выделения нимской свиты ограничивает ее объем лишь нижней преимущественно зеленоцветной тонкослоистой толщей, а верхнюю маркирующую пачку аргиллитов с характерными пластами кирпично-красного цвета включает в состав среднедевонской тынепской свиты. При этом полностью игнорируются данные по бахтинскому стратотипу свиты, где указанная красноцветная пачка нимской свиты представлена очень полно и четко отделяется от вышележащих среднедевонских отложений.

Для детализации расчленения разреза нижнего девона в Норильском районе весьма актуален вопрос о стратиграфическом объеме курейской свиты - первого достоверно палеонтологически охарактеризованного подразделения нижнего девона. В ныне принятом объеме курейская свита состоит из двух толщ: нижней - сероцветной, которая бедна ископаемыми, и верхней - пестроцветной, содержащей обильные остатки бесчелюстных и кистеперых рыб зигенского облика. Нижнюю толщу было бы целесообразно выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение (вологодчанские слои по О.Т. Глушицкому), присоединив к ней литологически похожие слои верхней части зубовской свиты, где среди мергелей появляются прослои оолитовых доломитов с остатками остракод. Они знаменуют развитие первой раннедевонской транс-

грессии, широко распространившейся уже в курейское время. По устному сообщению Е.В. Чибриковой комплекс акритархов из верхов зубовской и низов курейской свит имеет древний силурийско-жединский облик. Вероятность жединского возраста нижней части курейской свиты вытекает и из сопоставления нижедевонских разрезов Норильского района и Таймыра.

Сейчас для различных областей Севера Сибири и Северо-Востока СССР доказана приблизительная синхронность крупных этапов среднепалеозойской седиментации. Границе силура и девона здесь соответствует уровень максимума регрессии, завершающий силурийский этап, а началу девона — новое расширение бассейнов седиментации, сопровождающееся трансгрессией моря. На северо-западе Сибирской платформы уровень смены направленности осадконакопления на рубеже силурийского и раннедевонского этапов находится где-то внутри разреза зубовского горизонта — несколько ниже первых прослоев оолитовых доломитов. Необходимы дополнительные литологические исследования для уточнения положения этого уровня, который в дальнейшем будет целесообразно избрать в качестве границы систем вместо ныне принятой формальной и, по-видимому, диахронной цветовой границы.

Задача определения границы нижнего и среднего девона в разрезах северо-запада Сибирской платформы тесно связана с вопросами уточнения возраста отдельных толщ разведочинского горизонта. Пока она решается путем детальной корреляции норильского разреза разведочинского горизонта с опорным тарейским разрезом нижнего девона на Таймыре. Причем, вследствие недостаточной палеонтологической изученности разведочинского горизонта, сопоставление в значительной мере основывается на использовании историко-геологических данных (I,4). При этом обычно сопоставляют уровни максимумов морских трансгрессий и регрессий, проявляющихся в течение эмского времени в пределах обширного седиментационного бассейна, охватывавшего Таймыр и северо-запад Сибирской платформы. В принятом сейчас варианте корреляции предполагается, что двум частным максимумам трансгрессии соответствуют расположенные у основания и в верхней половине разведочинской свиты пачки известковистых аргиллитов, содержащие наиболее разнообразные остатки брахиопод, кораллов и других организмов. Расположенную между ними толщу тонкослоистых серых и бурых аргиллитов, где встречаются лишь остатки тентакулитов, редкие раковины пелеципод и обрывки растений, обычно считают соответствующей фазе частной регрессии моря. Однако фациальную природу данной толщи пока нельзя считать достоверно установленной. Остаются подозрения, что характерная для нее бедность бентосных остатков является следствием не обмеления и опреснения бассейна, а, наоборот, связана с большими глубинами формирования осадков по сравнению с карбонатно-глинистыми пачками. Естественно, что тогда именно глинистую толщу придется считать отвечающей морской трансгрессии и соответственно придется довольно существенно изменить сопоставление разрезов, датировки отдельных пачек разведочинского горизонта и т.д.

Верхняя пачка разведочинской свиты в Норильском районе отличается присутствием черных и пестрых аргиллитов, фосфоритов, следов обмеления, внутриформационных перерывов, обеднением состава морских беспозвоночных и увеличением количества остатков рыб, среди которых появляются вийдеасписы и крупные артродиры среднедевонского облика. В целом пачка характеризует начало крупной регрессии раннедевонского моря. Дальнейшее развитие рег-

рессии отражено в составе вышележащих отложений мантуровской свиты. О.Т. Глушницкий объединяет верхнюю пачку разведочнической и костеносную базальную толщу мантуровской свиты в новое местное подразделение среднего девона — ергалахские слои. По его мнению, к основанию ергалахских слоев приурочен крупный разрыв, с которым связано полное или частичное выклинивание разведочнической свиты на Фокинском, Микчандинском и Имангдинском участках Норильского района. Однако изучение разрезов с полно представленными ергалахскими слоями близь Норильска не выявило следов крупного разрыва в их основании. С другой стороны на Микчандинском и Имангдинском участках, где разрыву подвергалась большая часть разведочнической свиты, в основании трансгрессивно залегающих толщ не удалось выявить достоверных, четко палеонтологически охарактеризованных и литологически тождественных аналогов ергалахских слоев. Создается впечатление, что региональный разрыв в действительности приурочен к кровле ергалахских слоев и определяет резкие изменения мощностей и ограниченность их распространения в пределах Норильского района. Если это так, то ергалахские слои целесообразно рассматривать как толщу завершающую разрез разведочнического горизонта, а нижнюю границу мантуровской свиты следует принять в подошве толщ, перекрывающих поверхность разрыва. Выявленные недавно резкие изменения мощности мантуровской свиты на Микчандинском участке могут быть связаны с еще одним значительным разрывом, следы которого устанавливаются в средней части разреза свиты.

Крупные разрывы в нижней части разреза среднедевонских отложений имеют региональное распространение. Благодаря этому в южных районах рассматриваемой территории красноцветные отложения мантуровского горизонта (тынепская свита) среднего девона непосредственно налегают на тоже красноцветную нимскую свиту зубовского горизонта нижнего девона.

Стратиграфический перерыв, разделяющий свиты, охватывает разведочнический и курейский горизонты. Несмотря на большую амплитуду разрыва, установление его поверхности внутри красноцветных толщ по керну скважин вызывает большие трудности, особенно там, где плохо выражена базальная песчаниковая пачка тынепской свиты. У некоторых исследователей в связи с этим создается ошибочное впечатление о постепенном характере границы свит.

Более четкому выявлению перерыва должна помочь детальная корреляция пограничных слоев свит, изучение характера изменения мощности упоминавшейся выше верхней красноцветной пачки нимской свиты. Особого внимания заслуживает пачка с остатками рыб, которая по данным В.А. Борисова и А.В. Турчина вскрыта некоторыми скважинами между достоверными отложениями нимской и тынепской свит. Определение рыб и характера залегания пачки должно показать является ли она среднедевонской и принадлежит тынепской свите, или относится к нижнему девону (курейская свита?) и лишь местами сохранилась от разрыва?

До сих пор не разработана детальная корреляция свит, относящихся к мантуровскому горизонту. В южных районах для тынепской свиты она может осуществляться путем прослеживания отдельных песчаниковых пластов и пачек, толщ с различным содержанием песчано-алевритового материала, интервалов разреза с различным содержанием граната, разных типов турмалина, циркона и полевых шпатов в обломочных фракциях (I).

Для сопоставления разрезов мантуровской свиты в северных районах О.Т. Глушницким успешно использован анализ ритмичности отложений. Этот

метод с успехом может быть применен и в тынепской свите, а также для межрайонной корреляции разрезов мантуровского горизонта. Приходится сожалеть, что при детальном сопоставлении разрезов мантуровского горизонта, как и других горизонтов девона, в северо-западных районах Сибирской платформы пока еще не нашли широкого применения корреляционные методы, основанные на сравнении характера изменений по вертикали состава обломочных и аутигенных минералов в разрезах соседних районов. Представляется, что наиболее успешно эта методика могла бы быть использована для разрезов Приенисейской зоны и междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок.

Сероцветная морская карбонатная толща юктинского горизонта (живет) в большинстве районов северо-запада Сибирской платформы характеризуется большой выдержанностью литологических и палеонтологических признаков, благодаря чему она всегда служила важнейшим маркирующим горизонтом (I). Исключение составляла лишь территория между рр. Брус и Сухая Тунгуска в Приенисейской зоне, где указанный горизонт достоверно не прослеживался. Бурение на Подкаменно-Сиговой площади (бассейн среднего течения р. Сухой Тунгуски) показало, что юктинский горизонт развит по крайней мере в южной части этой зоны. Однако мощность его полных разрезов здесь сильно сокращена и не превышает 10-12 м против 20-ти метров в типичных разрезах. При этом резко обедняется состав ископаемых, лишь в отдельных прослоях найдены немногочисленные мелкие раковины эвригалинных брахиопод-эмануэлы, редкие членики криноидей. Наряду с известняками, существенную роль в разрезе играют черные битуминозные разности глинисто-карбонатных пород, которые не могут быть отнесены к доманиковым фациям и вероятно характеризуют более мелководные условия моря, чем карбонатные осадки в типичных разрезах. Если такое предположение окажется правильным, то к юктинскому горизонту могут относиться разрозненные выходы палеонтологически не охарактеризованных известняков и карбонатных брекчий, которые обнажаются на рр. Дьявольской, Курейке, Джалтуле и Сухарихе стратиграфически выше пестроцветных толщ мантуровского горизонта и возможно характеризуют еще более мелководную зону юктинского моря с соленостью не допускавшей существование нормально морских организмов.

Остаются нерасшифрованными случаи резкой изменчивости и исчезновения юктинского репера на отдельных участках Норильского района. По мнению В.Г. Черевкова, в пределах Микчандинского участка на расстоянии в несколько километров карбонатная изобилующая остатками разнообразной морской фауны толща юктинского горизонта замещается более мощной сульфатно-мергельной толщей. Переходные фации не обнаружены. В данном случае правильность выделения сульфатно-мергельной, палеонтологически "немой" фации юктинского горизонта вызывает сомнения и не получает сколько-нибудь удовлетворительного палеогеографического объяснения. По наблюдениям Э.Б. Лунина в разрезах некоторых скважин на уровне юктинского горизонта развиты мергельно-сульфатно-карбонатные брекчии, содержащие обломки доломитов с остатками морских организмов. Может быть, первоначально развитая здесь толща морских юктинских отложений была разрушена в связи с проявлениями древнего карста и обломки юктинского доломита перемешались с закарстованными сульфатными породами мантуровской свиты.

Бурением в последние годы установлено, что красноцветная толща накохозского горизонта и сероцветная толща каларгонского горизонта верхнего

девона распространяются довольно далеко к югу от низовьев р. Нижней Тунгуски. Находки костей рыб – гроссилеписов и ботриолеписов в базальных слоях каларгонского горизонта на Маршрутнинской площади впервые позволили датировать ранним франом начало обширной позднедевонской трансгрессии, сопровождавшейся сменой пестроцветных терригенных осадков сероцветными морскими преимущественно карбонатными отложениями. Однако в отличие от норильского стратотипа каларгонской свиты ее базальная толща в южных разрезах (Нижнетунгусская опорная скважина, Подкаменно–Сиговая, Маршрутнинская площади) сильно обогащена глинистым и песчано–алевритовым материалом. Наряду с серыми здесь много зеленовато–серых прослоев, встречаются редкие красновато–бурые участки, благодаря чему некоторые исследователи включают эту толщу в состав нахохозской свиты. Такое изменение объема нахохозской свиты не согласуется с ее стратотипом, а ошибка может быть легко исправлена, т.к. граница красноцветной нахохозской свиты с зеленовато–серыми отложениями нижней толщи каларгонской свиты повсюду в южных разрезах выражена довольно резко.

Новые данные по верхнему девону южных районов должны помочь уточнению стратиграфической принадлежности отложений, относимых в бассейне рр. Учами, Кондромо и др. к двадыжитской свите. Эти породы, залегающие непосредственно над юкгинской свитой и содержащие остатки франских рыб, соответствуют либо нахохозской свите (если среди них есть мощные пласты красных аргиллитов), либо – низам каларгонской свиты (если среди них резко преобладают породы серой и зелено–серой окраски).

В принятых ранее стратиграфических схемах каларгонская свита была разделена на три подсвиты: нижнюю (вероятно раннефранского возраста), среднюю (средне–позднефранскую) и верхнюю (позднефранского–фаменского возраста).

Для наиболее полного, мощного и лучше изученного разреза Норильского района В.А. Платонов, Э.Б. Лунин и Е.И. Маркелова (5) предложили выделять подсвиты каларгонского горизонта в качестве новых свит: североталнахской, луговской и тулаекской. Для нижней и средней частей горизонта это предложение вполне оправдано. Что касается тулаекской свиты, то ее объем предлагается принять в составе двух подсвит. Нижняя – доломитовая – подсвита в типичных разрезах представлена, главным образом, неяснослоистыми серпуловыми доломитами с плохо сохранившимися остатками других нормально–морских позднефранских организмов. Верхняя подсвита сложена глинисто–карбонатными породами, в редких прослоях здесь встречены фаменские водоросли и фораминиферы. Если нижняя подсвита тулаекской свиты представлена нормально–морскими отложениями, то верхняя подсвита знаменует явную регрессию. Целесообразно ли объединять эти разнофациальные и разновозрастные толщи в единую свиту? Кроме того, необходимо выяснить не представляют ли серпуловые доломиты образования типа биостром и биогерм, которые развиты локально и по простиранию быстро замещаются одновозрастными слоистыми карбонатными породами, диагностические и корреляционные признаки которых пока еще не совсем разработаны.

В унифицированной стратиграфической схеме до сих пор не выделены региональные подразделения для самой верхней части верхнего девона. Сейчас на этом уровне может быть установлен фокинский горизонт. По остаткам фораминифер и водорослей из известнякового пласта в середине разреза (6,7)

горизонт сопоставлен с большей верхней частью фаменского яруса. Территория распространения фокинской свиты (по ней приняты наименование и объем горизонта) охватывает лишь немногие участки крайнего северо-запада Сибирской платформы. Но и здесь установлены сульфатно-соленосный и мергельно-доломитовый типы разрезов, которые могут быть разделены на две подсвиты и детально скоррелированы лишь путем прослеживания ритмов и маркирующих пластов известняков и доломитов (6).

С размывом в подошве фокинской свиты возможно связано ограниченное распространение верхнекаларгонской подсвиты в Норильском районе. К верхней границе фокинской свиты с перекрывающей морской верхнетурнейской толщей или угленосными отложениями тунгусской серии также обычно приурочены размывы. Но существуют разрезы, где перерыв в основании верхнетурнейских слоев не велик и возникает вопрос — не принадлежит ли самая верхняя часть фокинской свиты уже нижнему карбону. В этих случаях для проведения границы девона и нижнего карбона, целесообразно было бы определить по литологическим данным уровень смены направленности седиментации: от максимума регрессии в конце фамена к началу турнейской морской трансгрессии, широко проявившейся на всем севере Сибири.

Стратиграфические схемы нижнекаменноугольных отложений, развитых в Приенисейской зоне северо-запада Сибирской платформы, разработаны пока довольно слабо. Даже определение возраста и расчленение морской карбонатной толщи, залегающей в основании карбонового разреза в северных районах еще не получило должного решения. Выделенные ранее в составе толщи ханельберинский и серебрянский горизонты пока остаются по существу биостратиграфическими подразделениями, основанными лишь на находках брахиопод, не увязанных с комплексами фораминифер и остатками других организмов. Поэтому в разрезах скважин со скудными сборами ископаемых, горизонты часто не выделяют. По-видимому, необходимо тщательное детальное литостратиграфическое изучение разреза толщи, расчленение ее на пакки с четкими петрографическими признаками и надежной привязкой остатков различных групп ископаемых организмов. Возможность этого уже показана в рукописных работах В.А. Платонова, Э.Б. Лунина и других норильских геологов. Новые исследования фораминифер указывают на турнейский возраст всей морской карбонатной толщи, поэтому сейчас вряд ли целесообразно ссылаться на неподтвержденную находку архедисцид, заставлявшую относить к визейскому ярусу верхние слои толщи.

В северных районах все отложения нижнего карбона, залегающие выше турнейских известняков, обычно объединяют под названием брусской свиты. Резкая литологическая неоднородность толщ, включаемых в брусскую свиту и, вероятно, разделенных поверхностями размывов, заставляет пересмотреть объем брусской свиты (2,3). Нижняя часть этих отложений, согласно залегают на морской карбонатной толще и сложена серыми, зеленовато-серыми, а местами и красновато-бурыми доломитами, мергелями, карбонатно-мергельными брекчиями, иногда гипсами и ангидритами, которые по присутствию кремнистых стяжений хорошо отличаются от пестроцветных отложений девона. Эту толщу предлагается выделить в самостоятельную тундринскую свиту со стратотипом в разрезах скважин Тундринского и Пясинского участков в окрестностях Норильска. Объем брусской свиты целесообразно ограничить вышележащей зелено-сероцветной толщей, сложенной кварцево-полевошпатовыми алевро-

литами, песчаниками, аргиллитами с подчиненными прослоями терригенно-карбонатных пород. Умеренная карбонатность, почти полное отсутствие доломита свидетельствуют о не аридных условиях формирования пород. От тундринской свиты их отличает и отсутствие красных цветов, высокое содержание песчано-алевритовых обломков, присутствие вулканогенного материала. Сильный метаморфизм, разрозненная обнаженность не позволяют осуществить надежную корреляцию отдельных частей брусской свиты. Очень противоречивы и схематичны описания стратотипического разреза свиты по р. Брус. Безусловно этот разрез как и более легко доступные выходы свиты по р. Курейке заслуживает самого тщательного переизучения. Судя по изменению разрезов тундринской свиты, она отделена от брусской поверхностью размыва.

По схеме 1964 г. южнее р. Нижней Тунгуски к нижнему карбону относят джалтулинскую, фатьяниковскую и кондроминскую свиты. Стратиграфические соотношения этих свит вызвали большие споры. Бурение на Подкаменно-Сиговой площади впервые позволило выяснить соотношения джалтулинской и фатьяниковской свит. Джалтулинская свита является более древней и в северо-западных разрезах междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок с размывом залегает на различных горизонтах девона. В базальной части свиты залегают так называемые "джалтулинские песчаники" - породы, состоящие из песчинок известняка, карбонатных оолитов, немногочисленных члеников криноидей, песчано-алевритовых зерен кварца, обильно сцементированных микро- и тонкозернистым, местами перекристаллизованным кальцитом. Верхняя часть свиты представлена толщей темно-серых тонко- и волнистоилоистых или полосчатых алевритистых известковистых аргиллитов и глинистых алевролитов, иногда окремненных.

Мощность пачки с "джалтулинскими песчаниками" подтверждена большим колебанием: на р. Дельтуле она составляет 17 м, на Маршрутинской площади - более 25 м, на Подкаменно-Сиговой площади - до 15 м, на р. Дьявольской - 2-3 м, у устья р. Северной - 3-4 м, т.е. явно убывает в северном направлении. Одновременно в породах уменьшается количество кварцевых обломков.

Отложения пачки, по-видимому, накапливались в мелководной зоне моря с активным гидродинамическим режимом. Это объясняет, почему остатки тонкостенных раковин турнейских фораминифер могли сохраниться лишь внутри обломков известкового ила и оолитов.

Микроскопическое изучение характера распределения карбонатных обломков, следы приплюснутости слабо литифицированных комочков ила, их взаимоотношения с участками микрозернистого кальцитового цемента позволяют считать обломки и оолиты с турнейскими фораминиферами (в отличие от крупных обломков девонских известняков) сингенетичными с рассматриваемой пачкой, что заставляет отнести ее к турнейскому ярусу.

Верхнюю часть джалтулинской свиты составляет толща серых и темно-серых аргиллитов и мергелей с характерной тонкой волнистой слоистостью и следами размывов, с прослоями зеленоватых алевролитов. Для отдельных прослоев алевролитов и аргиллитов типично присутствие клиновидных обломков, большая крепость, вероятно связанная с окремнением, и очень слабая карбонатность. В большинстве обнажений на западе междуречья Нижней Тунгуски и Бахты толща обнажена очень плохо или эродирована предтунгусским размывом. Впервые ее полная мощность определена по скважинам Подкаменно-Сиговой площади, где достигает 50-60 м, значительно превосходя мощность

пачки "джалтулинских песчаников". Тонкослоистая толща перекрыта серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитистых аргиллитов, части прослои, содержащие окремненные обломки эффузивов и пепловый материал. Породы похожи на отложения стратотипического разреза нижнекаменноугольной фатьяниковской свиты. В целом различия джалтулинской и фатьяниковской свит достаточно ясны. Однако, положение границы между ними требует уточнения, т.к. и в низах фатьяниковской свиты встречаются прослои обломочных известняков.

Кондроминская свита выделялась в южных и восточных районах между-речья Нижней и Подкаменной Тунгусок. В типичных разрезах она сложена светло-серыми бескарбонатными песчаниками и алевролитами, резко отличающимися от пород джалтулинской и фатьяниковской свит.

Геологосъемочные работы последних лет (В.А. Борисов, А.В. Турчин, Н.А. Струнин) доказали сравнительно ограниченные размеры территории достоверного распространения кондроминской свиты на правобережье р. Подкаменной Тунгуски и обнаружили в основании свиты остатки окремненной коры выветривания. Формирование кондроминской свиты происходило в условиях гумидного климата, который установился в пределах Сибирской платформы лишь в послераннекарбонное время.

М.И. Грайзер, Ф.С. Ульмасвай относят накопление кондроминской свиты и похожих образований в более южных районах платформы к среднекарбонной эпохе.

Большие трудности вызывает сопоставление территориально разобнесенных разрезов нижнего карбона северных (Норильск - р. Курейка) и южных (междуречье Нижней Тунгуски и Бахты) районов. Приуроченность как морской карбонатной пачки на севере, так и пачки "джалтулинских песчаников" на юге к основанию нижнекаменноугольного разреза, следы перерыва в их основании, присутствие турнейских ископаемых давали повод для синхронизации этих толщ. Рядом исследователей отмечено сходство брусской и фатьяниковской свит. Следствием такого варианта корреляции должна быть синхронизация резко различных в литофациальном отношении отложений тундринской и верхней части джалтулинской свит. Возможность их быстрого взаимного замещения на коротком расстоянии между низовьями рек Курейки и Северной представляется маловероятной. Против указанного варианта свидетельствует и впервые обнаруженное в 1974 г. Т.А. Дивиной и О.В. Ваагом на р. Брусе совместное нахождение в разрезе турнейской морской карбонатной толщи (ханельбиринский и серебрянский горизонты) и пачки характерных джалтулинских известняковых песчаников. "Джалтулинские песчаники", по-видимому, моложе толщ и связаны с развитой здесь же брусской свитой, хотя точное их положение внутри брусской свиты остается неясным.

Новые данные позволяют использовать для выяснения стратиграфических соотношений и возраста пород северных и южных разрезов нижнего карбона некоторые общие закономерности истории раннекаменноугольного осадконакопления в Средней Сибири, намеченные в работах М.И. Грайзера. Для раннего карбона выявляются две фазы широких трансгрессий моря в северо-западные районы Сибирской платформы и восток Саяно-Алтайской области: турнейская на уровне тайдонского горизонта Кузбасса и турне-визейская на уровне верхнефоминского - подъяковского горизонтов Кузбасса. Первая фаза характеризуется широким развитием карбонатных отложений, а отложения сменяющей

ее регрессии несут все черты аридных условий осадконакопления (красноцветы, доломиты, сульфаты и т.д.). Для второй фазы характерна довольно быстрая смена карбонатного осадконакопления терригенным, которое и преобладает до конца раннего карбона, часто (особенно в визейском веке) сопровождаемая активной вулканической деятельностью. Для этого времени характерна региональная гумидизация климата, с чем связано отсутствие доломитов, гипсов, уменьшение карбонатности осадков и т.д., на Восточном Таймыре к подошве верхнего морского горизонта приурочены аллиты.

Попытаемся сугубо ориентировочно применить эти закономерности к разрезам северо-запада Сибирской платформы. Первой раннекаменноугольной трансгрессии здесь соответствует ханельбиринская-серебрянская морская карбонатная толща, а турнейской регрессивной фазе - пестроцветная тундринская свита. Следующей поздне-турнейской-визейской трансгрессии отвечает накопление джалтулинской и фатьяниковской свит и их стратиграфического аналога - брусской свиты, характеризующихся уменьшением карбонатности вверх по разрезу, увеличением содержания обломочного материала и все большим содержанием эффузивного материала.

Литература

1. Глушницкий О.Т., Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Маркирующие горизонты девона северо-западной части Сибирской платформы. Труды СНИИГТИМС, 1971, вып. 127, с. 47-57.
2. Мазор Ю.Р., Грайзер М.И., Ульмасвай Ф.С. О границах и объемах брусской свиты Сибирской платформы. В сб. "Материалы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Изд-во Томского ун-та. Томск, 1974, с. 141-143.
3. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Западно-Сибирское книжное изд-во. Новосибирск, 1974, с. 129.
4. Черкесова С.В., Патрунов Д.К., Кузьмин А.М. Корреляция нижнедевонских отложений р. Тарей и Норильского района и сравнение их с эталонными разрезами нижнего девона. Уч. зап. НИИГА, сер. палеонтол. и биостратигр.Л., 1968, вып. 22, с. 44-45.
5. Платонов В.А., Лунин Э.Б., Маркелова Е.И. Стратиграфия и литологические особенности отложений верхнего девона Норильского района. Уч. зап. НИИГА, сер. регион.геол., 1970, вып. 18, с. 56-67.
6. Платонов В.А., Лунин Э.Б. О фаменском ярусе северо-запада Сибирской платформы. Советская геология, 1973, № 4, с. 98-105.
7. Рейтлингер Е.А., Платонов В.А., Меннер В.Вл. Микропалеонтологические комплексы девона и нижнего карбона Сибирской платформы. ДАН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1167-1170.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОНЦИЯ И БАРИЯ
В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО РИФЕЯ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Авторами было изучено распределение микроэлементов стронция и бария в карбонатных толщах среднего и верхнего рифея юго-восточной части Енисейского кряжа - в бассейне реки Ангары и ее притоков Каменки и Иркинеевой. Исследовались карбонатные породы четырех свит - карточка, аладьинской, джурской, серого ключа.

Самый восточный разрез свиты карточка описывался по правому берегу реки Иркинеевой, у скалы "Карточка". Это пестроцветные темносерые, серовато-коричневые, коричневые, зеленовато-серые, светлосерые, серовато-лиловые, лиловые глинистые доломитовые и доломитистые известняки тонкоплитчатые с незначительными прослоями известковых брекчий, мергели. Встречаются прослои доломитов, содержащие линзы пестроцветных известковых сланцев.

В бассейне реки Каменки изучен только нижний горизонт свиты, который представлен доломитовыми глинистыми известняками слоистой текстуры, с большой примесью кварца, достигающей в некоторых разностях 30%.

В бассейне реки Ангары разрез свиты карточка изучался по правому берегу реки, выше устья Верхней Ослянки. Разрез четко разделяется на три части, из которых нижняя часть представлена пестроцветными известковистыми мергелями и аргиллитами с примесью карбонатного материала, средняя - доломитизированными известняками, а верхняя - тонкоплитчатыми известковистыми доломитами.

Отложения аладьинской свиты согласно залегают на породах свиты карточка. Среди пород свиты основную роль играют доломиты перекристаллизованного типа, составляющие 60-70% от всего состава. В различных районах перекристаллизация выражена неодинаково, наиболее перекристаллизованные породы встречаются в бассейне реки Ангары. В бассейне реки Иркинеевой свита представлена светлосерыми мелкозернистыми доломитами, часто полосчатыми, сахаровидными, в нижней части свиты широко развиты брекчиевидные доломиты и доломитовые брекчии. Доломиты перекристаллизованного типа бассейна реки Каменки чередуются с доломитовыми брекчиями.

В отличие от свиты карточка, сложенной, в основном, известняками и аладьинской, представленной доломитами, состав джурской свиты характеризуется наличием известняков и доломитов, а также всеми переходными разностями. В бассейне реки Иркинеевой разрез свиты представлен чередованием серых тонкослоистых известняков и светло-серых, розоватых доломитов. Среди доломитов выделяются строматолитовые разности, которые в разрезе по реке Ангаре становятся преобладающими, переслаиваясь со строматолитовыми глинистыми известняками.

Отложения свиты Серого ключа описаны в разрезах по реке Ангаре и Каменки. Если в бассейне реки Ангары она сложена, в основном, массивными доломитами, чередующимися с тонкоплитчатыми доломитами, доломитовыми мергелями, доломитовыми песчаниками, строматолитовыми разностями, то разрез свиты по реке Каменке отличается своей известковистостью. Темносерые тонкоплитчатые известняки переслаиваются со строматолитовыми известняками и известняковыми брекчиями.

При изучении распределения стронция и бария в карбонатных породах были сделаны количественные спектральные анализы как пород в целом, так и глинистой составляющей. Полученные результаты нанесены на график (см. рис. I).

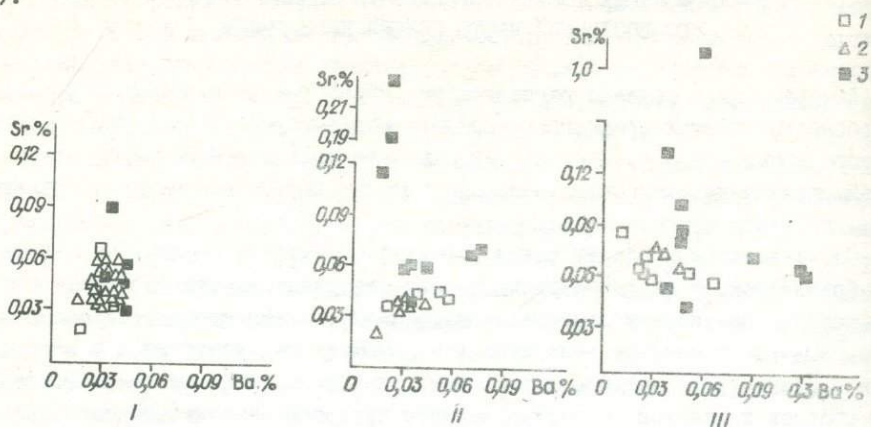


Рис. I. Распределение стронция и бария в разрезах карбонатных толщ верхнего и среднего рифея по рекам Ангаре, Иркинеевой, Каменке.

I - р. Ангара, II - р. Иркинеева, III - р. Каменка, 1 - известняки, 2 - доломиты, 3 - глинистые известняки и известковистые сланцы.

Как видно из рисунка: распределение этих элементов не зависит от состава карбонатной составляющей и для каждого из разрезов довольно равномерное - содержание стронция в разных типах пород - 0,03-0,06%, бария - 0,03-0,05%. Отношение стронция к барию близко к 1. Для чистых карбонатных пород общее содержание микроэлементов в разрезе по реке Каменке несколько выше, чем для двух других.

На фоне сравнительно равномерного распределения стронция и бария по площади и по разрезу отчетливо выделяется группа глинистых известняков и известковистых сланцев, где содержания стронция повышаются до 0,1-0,2% (максимум до 1,14%), а бария до 0,3%. Изучение глинистой составляющей пород показывает, что она чаще всего, содержит стронция - 0,001-0,01%.

Глинистые известняки, обогащенные стронцием и барием, приурочены к разрезам рек Каменки и Иркинеевой, в то время как сходные породы тех же свит бассейна реки Ангара содержат стронция и бария столько же, сколько и чистые карбонатные породы. Это дает возможность предположить, что существует определенная зависимость содержания стронция и бария в глинистых известняках от расположения бассейна седиментации.

Величина отношения бора к галлию в глинистых минералах, изученных карбонатных пород по рекам Иркинеевой и Каменке, колеблется от 2 до 10, что по коэффициентам, предложенным Е.П. Акульшиной (1), свидетельствует о накоплении осадков в условиях прибрежной, довольно опресненной зоны, чередующихся с прибрежно-морскими, бассейн реки Ангара для этих стратиграфических уровней относится к более глубоководному. Изучение текстурных знаков на поверхности наложения карбонатных пород подтверждает данные, полученные по коэффициентам, предложенным Е.П. Акульшиной. В бассейне реки Каменки в известняках свиты Серого ключа на поверхности напластования от-

мечается волновая рябь, образованная движением воды в зоне приобья, которая характеризуется искривлением валиков, асимметричным строением гребней. Индекс ряби колеблется от 16 до 20. Кроме того, в разрезах карбонатных толщ бассейнов рек Каменки и Иркинеевой на поверхности глинистых и алевроитовых пород, а также на поверхности глинистых известняков отмечаются многочисленные трещины усыхания, выполненные более крупнозернистым карбонатным веществом, а также косая слоистость зоны морского прилива.

Изучение распределения стронция и бария в соленосной формации нижнего кембрия Сибирской платформы показывает, что чистые хемогенные доломиты и известняки содержат обычно 0,03–0,04% стронция и 0,01–0,03% бария. Причем характер распределения не зависит от положения пород в разрезе, сохраняясь, и в мощных прослоях карбонатов в основании крупных соленосных ритмов (свит), и в тонких карбонатных и глинисто-карбонатных прослойках внутри собственно соляных пачек, даже в каменных солях, обогащенных калийными минералами. Однако, и здесь иногда в низах известковых пачек содержание стронция поднимается до 0,1–0,15%.

Обогащение стронцием и барием рифейских глинистых известняков может быть связано или с выделением первичного арагонита, который обычно содержит больше стронция, чем кальцит (2) или, скорее, с тем, что источником стронция и бария в этих породах является, в основном, континент, откуда эти элементы поступили вместе с материковыми водами и обломочным материалом в растворенном виде. В бассейне при смешении карбонатных вод континента и более концентрированных морских вод они выпадали вместе с карбонатом кальция.

Сходное явление – обогащение стронцием соляных глин цехштейна (Южный Гарц) в прибрежных частях солеродного бассейна Р. Лангбейн (3) объясняется поступлением стронция с материка.

Проведенное нами изучение поведения стронция в современных полуаридных условиях (Кулундинская степь) показывает, что в континентальных условиях происходит интенсивная миграция его вместе с кальцием и совместное осаждение в осадках карбонатных и сульфатных озер. Содержание стронция максимально в карбонатных мергелях и достигает 0,4–0,5%. Источники стронция – осадочные породы, не обогащенные этим элементом.

Подводя итоги, сказанному выше, можно сделать вывод, что в изученном районе Енисейского края на содержание стронция и бария в карбонатных породах не влияет соленость бассейна седиментации. Основным источником стронция и бария служит континент.

Литература

1. Акулышина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Изд-во "Наука", СО АН СССР, Новосибирск, 1971, 149 с.

2. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. Изд-во "Наука", Москва, 1968, 213 с.

3. Langbein R. Geochemische Untersuchungen des Zechstein im Südharz-Kalirevier. Chemie der Erde, Bd. 23, H.1, 1963, s. 1–70.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ
 ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД АРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ
 ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Среди немногочисленных известных в настоящее время месторождений докембрийских железистых кварцитов Сибирской платформы особый интерес представляют открытые в последние годы месторождения магнетитовых кварцитов Китойской группы, расположенные на юге Иркутской области в пределах Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы (5, II, I2).

Все месторождения этой группы залегают в метаморфизованных толщах жидойской свиты шарыжалгайской серии нижнего архея.

В составе рудовмещающей свиты выделяется две подсвиты. В нижней подсвите преобладают пироксеновые, амфиболовые гнейсы, основные кристаллические сланцы меланократового облика. Верхняя подсвита сложена в основном биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами.

Пласто-, линзообразные тела железистых кварцитов согласно залегают непосредственно среди основных кристаллических сланцев и по всем признакам образовались одновременно с последними (II, I2). Поэтому вопросы петрографии, химизма и реконструкции первичной природы основных кристаллических сланцев жидойской свиты приобретает важное значение для установления закономерностей локализации железоруднения и выяснения генезиса архейских железистых кварцитов.

Материалом для статьи послужили полевые исследования автора в 1969-72 гг. в районе месторождений Китойской группы, значительная часть химических анализов заимствована из отчетов геолого-разведочных и геологосъемочных партий Иркутского геологического управления.

Основные кристаллические сланцы, как уже было отмечено, пользуются наиболее широким развитием в составе нижней подсвиты жидойской свиты. Они образуют иногда сравнительно выдержанные по простиранию горизонты мощностью до 60 м (скв. 3,5, Байкальское месторождение), обычно же это прослои мощностью 7-10 м, чередующиеся в разрезе с глинозёмистыми сланцами, силлиманитовыми кварцитами, амфиболитами, магнетитовыми кварцитами, чарнокитами. Среди основных кристаллических сланцев выделяются неизменные разности - дупироксеновые основные кристаллические и измененные процессами высокотемпературного диафореза и гранитизации - амфибол - пироксеновые, амфиболовые и чарнокитизированные основные кристаллические сланцы.

В неизменном виде основные кристаллические сланцы обычно темно-серые до черного цвета породы, массивные, мелкозернистые, изредка среднезернистые. Они сложены плагиоклазом, гиперстеном, диопсидом, второстепенные минералы представлены магнетитом, роговой обманкой, биотитом, а акцессорные - апатитом и ильменитом. Количественные соотношения минералов довольно изменчивы (табл. I).

Под микроскопом породы обнаруживают хорошо выраженную гранобластовую структуру. В тех случаях, когда плагиоклаз преобладает над феррическими минералами, наблюдается кумулобластовая структура - пироксены и магнетит образуют вытянутые иногда линзовидные по форме скопления зерен.

Плагиоклаз представлен зернами изометричной или короткопризматичес -

Минеральный состав главных типов пород по данным количественных подсчетов в шлифах ($\frac{\text{от} - \text{до}}$)
среднее

Название породы	Содержание (объемн. %)									Кол-во шлифов
	Плагио- клиз	Кали- шпат	Кварц	Ромби- ческий пирок- сен	Клино- пирок- сен	Роговая обманка	Магне- тит, ильме- нит	Биотит	Акцес- сорн.	
Двупироксеновые основные кристалло- сланцы	<u>32-57</u>	<u>0-1</u>	<u>0-3</u>	<u>16-27</u>	<u>12-30</u>	<u>0-10</u>	<u>3-15</u>	<u>0-6</u>	<u>0-1</u>	25
	46	0,3	0,5	22	20	3	7	1	0,2	
Амфибол-двупироксе- новые основные крис- таллосланцы	<u>25-50</u>	ед.з.	ед.з.	<u>6-26</u>	<u>2-27</u>	<u>10-60</u>	<u>0-4</u>	<u>0-12</u>	<u>0-1</u>	20
	35			18	14	28	1	3	0,2	
Чарнокиты и чарноки- тизированные основные кристаллосланцы	<u>47-74</u>	<u>5-21</u>	<u>5-27</u>	<u>5-12</u>	<u>2-12</u>	<u>0-8</u>	<u>1-8</u>	<u>0-8</u>	<u>0-1</u>	15
	58	8	11	8	5	3	4	3	0,2	

кой формы размером 0,3–0,5 мм. Часто обнаруживает полисинтетическое двойникование обычно по альбитовому закону. Замеры оптических констант позволяют отнести плагиоклазы к андезину – № 45–50. В плагиоклазе нередко содержатся мелкие включения бурой роговой обманки и пироксена. Вследствие полной перекристаллизации исходных пород, плагиоклазы имеют свежий облик и только в зонах дробления и милонитизации изредка замещаются серицитом и карбонатом.

Ортопироксен образует зерна размером 0,4–0,5 мм изометричной, реже неправильной формы. В большинстве случаев отмечается плеохроизм (N_g – бледно-зеленый, N_r – светло-розовый). Нередко ромбические пироксены обнаруживают аномальное косое угасание относительно призматической спайности, угол угасания достигает 15° .

Судя по химическим анализам и оптическим константам, ортопироксены относятся к гиперстену, реже к феррогиперстену (6). Гиперстен довольно часто замещается магнетитом. Мелкие зерна его приурочены к трещинам спайности и отдельности в гиперстене.

Моноклинный пироксен, подобно ортопироксену, наблюдается в виде изометричных, реже неправильной формы зерен, бесцветный, редко бледно-зеленый. Плеохроизм практически не улавливается. На основании химических анализов и оптических констант моноклинный пироксен относится к салитам диоксид-геденбергитового ряда.

Магнетит является характерным минералом двупироксеновых кристаллосланцев. Содержание его достигает 10–15% и не снижается ниже 3–5%. Он постоянно присутствует в породе в виде неправильных, обычно резко ксеноморфных по отношению к главным минералам зерен и в виде "сыпи" в пироксенах. Характерна его приуроченность к скоплениям зерен пироксенов, с которыми он образует тесные сростания.

Устанавливаются две генерации магнетита в основных кристаллосланцах. Магнетит I встречается в виде идиоморфных включений в плагиоклазе и является, по-видимому, сингенетичным минералом. Главная же масса магнетита относится ко второй генерации, которая возникла за счет разложения феррических минералов и собирательной перекристаллизации магнетитовой "сыпи".

Амфиболы содержатся в двупироксеновых кристаллосланцах в количестве 1–2%. Выявляются две его разновидности. Буровато-коричневая роговая обманка ($N_g = 1,679$, $N_r = 1,659$) обычно находится в виде включений в плагиоклазе и пироксенах и является сингенетичной по отношению к ним. Наряду с ней в переходных к амфибол-двупироксеновым кристаллическим сланцам появляется в различных количествах обыкновенная роговая обманка ($N_g = 1,689$, $N_r = 1,665$), окрашенная в зеленые тона и развивающаяся по пироксенам. Под микроскопом отчетливо наблюдаются все последовательные стадии такого замещения.

Биотит встречается редко, развивается он по роговой обманке и реже пироксену.

Апатит образует единичные зерна, приуроченные к скоплениям зерен пироксенов.

Ильменит чаще всего встречается в виде пластинчатых выделений в магнетите как продукт распада твердых растворов, реже в виде обособленных зерен.

Амфибол-двупироксеновые, амфиболовые диафторированные основные крис-

таллические сланцы возникали при амфиболизации двупироксеновых кристаллических сланцев. При этом темно-серый цвет последних меняется до серовато-зеленого, значительно увеличивается размер зерен. Минеральный состав в количественном отношении заметно изменяется (табл. I). Содержание плагиоклаза снижается в ряде случаев до 20%. Роговая обманка иногда нацело замещает пироксены и порода, по-существу, переходит в плагиоклазовый амфиболит. Содержание биотита по сравнению с двупироксеновыми кристаллосланцами заметно увеличивается. Акцессорные представлены апатитом, магнетитом, ильменитом.

Отличительной чертой амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев является практически полное отсутствие магнетита. Содержание его составляет менее 1%.

Широко развиты явления замещения, причём гранобластовая структура породы превращается в нематобластовую. Иногда наблюдаются симплектитовые сростания роговой обманки и плагиоклаза.

Плагиоклаз образует неправильной формы зерна размером 0,5-1 мм. Происходит укрупнение его зерен по сравнению с исходной породой в два-три раза и некоторое увеличение основности, - здесь он представлен лабрадором (№ 50-65), редко битовнитом.

Ромбический и моноклинный пироксены в большинстве случаев сохранились как реликты в виде включений в зернах роговой обманки.

Роговая обманка представлена двумя разновидностями: зеленой и сине-зеленой. Наибольшим распространением пользуется первая. По форме это вытянутые призматического облика зерна размером 0,5-1 мм. И та и другая замещают пироксен, причём зеленая развивается также и по сине-зеленой роговой обманке. Железистость зеленой роговой обманки несколько выше чем сине-зеленой. Пироксены, по-видимому, замещаются вначале маложелезистой сине-зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь затем преобразуется в зеленую. Железистость последней близка к железистости пироксенов, или несколько больше её.

Биотит ($M_m = 1,609-1,612$) замещает роговую обманку, плеохроирует в коричневых и желтых тонах.

Чарнокитизированные основные кристаллические сланцы - породы зеленовато-серого цвета, пятнистой текстуры, неравномернозернистые. Пятнообразные выделения с нечеткими границами и неправильной формы представлены агрегатом полевых шпатов, кварца и редкими кристаллами пироксенов. К этим выделениям бывает приурочен перекристаллизованный магнетит, резко ксеноморфный по отношению к главным минералам.

Минеральный состав и количественные соотношения минералов чарнокитизированных кристаллических сланцев значительно отличается от исходной породы (табл. I). Это отличие проявляется в том, что наряду с плагиоклазом появляется калишпат, в породе постоянно отмечаются обособленные выделения кварца, практически не встречающегося в неизмененных кристаллических сланцах. При чарнокитизации проходит также общая перекристаллизация породы. Из мелкозернистой она превращается в среднезернистую, а нередко и в крупнозернистую. Перекристаллизованный плагиоклаз становится кислее, а пироксен - более железистым.

Выделяются две генерации плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации представлен сохранившимися от перекристаллизации и замещения реликтами

лабрадора № 50-55, для которого характерны изометричные формы зерен размером 0,1-0,5 мм.

Плаггиоклаз второй генерации более кислый, это олигоклаз-андезин №26-37. Он слагает зерна неправильной формы размером 0,4-5 мм. В обеих генерациях плаггиоклазов отмечаются антипертитовые вросстки калишпата, которые в плоскости шлифа имеют прямоугольные сечения. Вторичные продукты разложения развиты слабо. Замещение плаггиоклазов серицитом и карбонатом наблюдается в зонах повышенной трещиноватости.

Плаггиоклазы второй генерации нередко образуют в крупных зернах пироксенов включения и оторочки вокруг зерен магнетита.

Калишпат встречается как в виде самостоятельных выделений неправильной формы размером 0,3-5 мм, так и в виде антипертитовых вростков в плаггиоклазе. Довольно часто в калишпате наблюдается микроклиновидная решетка. Зерна обычно не несут следов вторичного замещения. На контакте плаггиоклаза и калиевого полевого шпата нередко бывают видны мирмекиитовые каемки.

Кварц отмечается преимущественно в виде вытянутых зерен с извилистыми, прихотливыми очертаниями. Зерна его размером 2 x 5 мм. (в среднем) обычно группируются в обособленные агрегаты. Распределение кварца в породе крайне неравномерное. Он корродирует плаггиоклаз, пироксены и содержит в себе их реликты. Иногда наблюдаются симплектические сростания кварца и биотита.

Ортопироксены представлены двумя генерациями. Реликтовый пироксен встречается в мелких зернах изометричной формы размером 0,3-0,5 мм. Оптические константы его аналогичны таковым в неизмененных кристаллосланцах. Новообразованный ортопироксен значительно отличается по своей морфологии от реликтового. Это крупные обособленные кристаллы размером до 20 мм, по оптическим свойствам соответствующие гиперстену-феррогиперстену.

Роговая обманка сине-зеленая ($N_g = 1,664$, $N_p = 1,642$) и зеленая ($N_g = 1,684$, $N_p = 1,660$) развивается как по зернам раннего пироксена, так и по новообразованным крупным его кристаллам. Замещение шло, по-видимому, в две стадии. Вначале по пироксенам развивается сине-зеленая маложелезистая роговая обманка, которая затем замещается обыкновенной зеленой. Роговая обманка образует зерна неправильной формы, часто слагает оторочки вокруг зерен пироксенов и магнетита. В отдельных случаях наблюдаются симплектиты сине-зеленой роговой обманки с кварцем, обычно развивающиеся по пироксенам.

Моноклинный пироксен резко уступает в количественном отношении ортопироксену. Встречается как в виде реликтовых зерен, так и в виде новообразованных кристаллов.

Биотит ($N_m = 1,650-1,660$) встречается в описываемых породах постоянно. Содержание его колеблется от единичных зерен до 10%. Чешуйки биотита приурочены к пироксенам, образуя с ними сростания и, видимо, замещая их. Иногда он обрастает зернами магнетита. Плеохроизм резкий.

Магнетит распространен в виде перекристаллизованных крупных зерен, слагающих агрегаты неправильной формы. Резко ксенобластен по отношению к главным минералам, образуя в некоторых случаях прожилки по трещинкам в пироксенах и полевых шпатах. К скоплениям магнетита часто приурочены зерна ильменита и пирротина.

Апатит встречается в виде единичных зерен округлой формы, которые приурочены к скоплениям пироксена.

Циркон очень редок. Зерна его имеют хорошую огранку.

В таблицах 2,3,4 для выделенных групп пород приводятся рассчитанные статистические оценки средних содержаний; стандартных отклонений, коэффициентов вариации, коэффициентов корреляции.

Т а б л и ц а 2

Статистические оценки средних содержаний / \bar{X} / , стандартных отклонений / S / и коэффициентов вариации / V / породообразующих окислов в основных кристаллических сланцах

Компоненты	Основные двупироксеновые кристаллосланцы (n = 15)			Амфибол-пироксеновые основные кристаллосланцы (n = 13)		
	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
	49,10	0,86	1,75	49,18	1,15	2,34
	1,12	0,29	25,89	1,01	0,29	28,71
	14,12	0,62	4,39	14,85	0,79	5,32
	3,08	1,95	63,31	2,71	0,61	22,51
	11,34	1,33	11,73	9,89	1,11	11,22
	0,18	0,05	27,78	0,17	0,02	11,76
	7,27	1,28	17,61	7,67	1,03	13,43
	10,20	2,26	22,16	10,80	1,23	11,39
	1,96	0,39	19,90	2,19	0,27	12,33
	0,37	0,16	43,24	0,20	0,20	47,62
	0,10	0,07	70,00	0,07	0,03	42,86

Соотношения породообразующих окислов в двупироксеновых основных кристаллических сланцах наиболее близки к вычисленным средним значениям для оливинового габбро по С.П. Соловьеву (8). Наиболее равномерно в этих породах распределены SiO_2 , Al_2O_3 и FeO , значения стандартных отклонений и коэффициентов вариации которых минимальны, а наиболее изменчиво - P_2O_5 , Fe_2O_3 , K_2O , MnO , TiO_2 , CaO (в порядке уменьшения степени изменчивости).

Возникновение амфибол - двупироксеновых, амфиболовых основных кристаллических сланцев, как уже отмечалось, связано с высокотемпературным диафорезом двупироксеновых кристаллосланцев. Сравнение содержаний породообразующих окислов в двупироксеновых и в амфиболовых, амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцах по критерию Вилкоксона (10) выявило значимые различия только по содержанию FeO , более высокого в двупироксеновых кристаллических сланцах, в то же время сравнение общей железистости пород с использованием этого же критерия не устанавливает значимого различия. Это позволяет рассматривать двупироксеновые и амфиболовые, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы по химическому составу как одну группу пород.

В таблице 8 приведены парные коэффициенты корреляции между окислами в основных кристаллических сланцах. Они отражают связи между компонентами, обусловленные входением этих компонентов в те или иные минералы. Так, например, положительная корреляционная связь TiO_2 с Fe_2O_3 и FeO говорит о том, что TiO_2 входит в основном в состав ильменита, содержание которого в

Т а б л и ц а 3

Парные коэффициенты корреляции между окислами в основных кристаллических сланцах

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	-0,19	+0,06	-0,28	-0,36	+0,01	-0,13	+0,31	+0,13	<u>-0,38</u>	-0,14
TiO ₂		<u>-0,39</u>	+0,53	<u>+0,54</u>	+0,37	<u>-0,48</u>	<u>-0,43</u>	+0,33	+0,25	<u>+0,80</u>
Al ₂ O ₃			<u>-0,31</u>	<u>-0,67</u>	-0,31	+0,36	+0,22	-0,33	+0,10	-0,21
Fe ₂ O ₃				+0,33	+0,30	<u>-0,46</u>	<u>-0,64</u>	+0,34	0,11	<u>+0,64</u>
FeO					+0,24	-0,25	<u>-0,45</u>	-0,07	-0,02	<u>+0,48</u>
MnO						<u>-0,55</u>	-0,03	<u>+0,41</u>	-0,09	<u>+0,39</u>
MgO							+0,02	-0,30	+0,32	<u>-0,45</u>
CaO								-0,14	<u>-0,46</u>	<u>-0,58</u>
Na ₂ O									+0,05	+0,30
K ₂ O										+0,14

Примечание: $n = 28$; $\alpha = 0,05$; $r_{\text{критич.}} = 0,37$

Значимые величины коэффициентов корреляции подчеркнуты.

в свою очередь зависит от содержания магнетита в породе; отрицательная корреляционная связь Al_2O_3 и FeO объясняется преимущественным вхождением их соответственно в плагиоклаз и пироксены, между содержаниями которых устанавливаются обратные соотношения.

Т а б л и ц а 4
Статистические оценки средних содержаний \bar{X} /,
стандартных отклонений S / и коэффициентов вариации V /
породообразующих окислов в чарнокитах и чарнокитизированных
основных кристаллических сланцах

Компоненты	Чарнокитизированные основные кристаллосланцы $n = 12/$			Чарнокиты $n = 7/$		
	\bar{X}	S	V	\bar{X}	S	V
SiO_2	61,54	3,18	5,17	66,09	1,93	2,92
TiO_2	0,79	0,22	27,85	0,62	0,12	19,35
Al_2O_3	14,47	0,75	5,18	14,69	0,87	5,92
Fe_2O_3	2,01	1,11	55,22	1,13	0,79	69,91
FeO	5,90	1,17	19,83	4,36	1,17	26,83
MnO	0,11	0,03	27,27	0,06	0,02	33,33
MgO	4,26	1,05	24,65	2,79	0,76	27,24
CaO	6,14	1,04	16,94	4,10	0,79	19,27
Na_2O	2,93	0,41	13,99	3,65	0,57	15,62
K_2O	0,83	0,24	28,92	1,71	0,60	35,09
P_2O_5	0,11	0,03	27,27	0,11	0,04	36,36

В чарнокитизированных кристаллических сланцах наиболее равномерно распределены SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , а наиболее изменчиво — Fe_2O_3 , K_2O , MnO , TiO_2 .

Сравнение средних содержаний и стандартных отклонений породообразующих окислов чарнокитизированных основных кристаллических сланцев и собственно чарнокитов района месторождений со средними значениями средних содержаний по В.В. Закруткину (3) устанавливает избыток в рассматриваемых породах FeO и MgO , что объясняется тесной генетической связью чарнокитизированных кристаллических сланцев и чарнокитов с основными кристаллическими сланцами.

Методы решения проблемы восстановления первичного состава основных кристаллических сланцев и амфиболитов подразделяются обычно на геологические, петрографо-петрохимические и геохимические.

Многие исследователи склонны считать, что при определении генезиса высокометаморфизованных пород главное значение приобретают геологические признаки (14,16). Однако в большинстве случаев определяющие геологические признаки или не проявлены вовсе, или выражены очень слабо. Существуют также признаки, по которым нельзя однозначно отнести породу к орто- или парапородам, поскольку характерные для одной группы пород, они не исключены и для другой.

К геологическим признакам, привлекающимся для расшифровки генезиса амфиболитов и основных кристаллических сланцев, обычно относят: формы за-

легания, характер залегания, характер контактов, стратиграфическая приуроченность, закономерности в ассоциациях с вмещающими породами.

Формы залегания основных кристаллических сланцев не несут сколько-нибудь значительной информации для установления генезиса пород. Чаще всего вмещающими кристаллические сланцы породами являются чарнокиты. В этом случае тела кристаллических сланцев нужно рассматривать как отдельные фрагменты толщи, подвергнувшейся чарнокитизации. Контакты кристаллических

Контакты кристаллических сланцев с глиноземистыми сланцами наблюдаются значительно реже. Во всех случаях отмечался резкий характер контакта. Резкий контакт химически различных пород обусловил появление между ними невидержанных по мощности прослоев реакционных пород — так называемых эвлизитов.

Стратиграфический контроль в распределении основных кристаллических сланцев в разрезе отсутствует. Постепенные переходы между основными кристаллическими сланцами и метапелитами как по латерали так и в разрезе не наблюдаются.

Анализ петрографических признаков (минеральный состав, структура, текстура) основных кристаллосланцев, обычно привлекаемых для решения проблемы их генезиса, также склоняют к точке зрения о магматической их природе. Основные кристаллические сланцы обладают массивной текстурой. Характерно равномерное распределение минералов в породе, за исключением тех случаев, когда наблюдаются переходы к чарнокитам и диафоритам. Минеральный состав основных кристаллических сланцев резко отличается от контактирующих с ними глиноземистых сланцев. В составе глиноземистых гнейсов практически всегда отмечается графит, содержание которого даже вблизи контакта с основными кристаллическими сланцами иногда может достигать 5-7%. В основных кристаллических сланцах графит не был встречен даже в единичных зернах.

Как отмечается многими исследователями, сохранность структур пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма весьма сомнительна, хотя находки подобных структур описаны в литературе (13). Тектурные признаки пород в этом смысле более долговечны, а иногда они даже подчеркиваются метаморфизмом. На выявление этих признаков обращалось особое внимание как при полевых работах, так и при микроскопическом изучении основных кристаллических сланцев. Микроскопическое изучение не выявило каких-либо реликтов структур вулканогенных пород. Вместе с тем в ряде случаев на участке "Задойская Грива" Байкальского месторождения были обнаружены признаки шаровой отдельности, характерной для лав подводного излияния.

Петрохимический подход к решению проблемы дOMETAMОРФИЧЕСКИХ аналогов амфиболитов и основных кристаллических сланцев предпринимался неоднократно. Обычно используются различные диаграммы, построенные на петрохимической основе, и методы математической статистики. Применимость и точность этих методов неоднократно обсуждалась в литературе (2,7,14).

К числу перспективных направлений относятся методы, основанные на сравнении тенденций количественных изменений компонентов в метаморфических породах с тенденциями вариаций их в осадочных и изверженных породах, и методы дискриминантных функций. В настоящей работе была использована методика А.А. Предовского (4) и метод дискриминантных функций (15).

Параметры диаграммы А.А. Предовского отражают прежде всего специфику

седиментационных и гипергенных явлений вместе с тем они оказались информативными и при разделении магматических пород. По этой методике были рассчитаны параметры составов для основных кристаллических сланцев и контактирующих с ними амфиболитов, глинозёмистых сланцев и безрудных кварцитов.

Фигуративные точки составов основных кристаллических сланцев попадают в поле развития базитов (рис. 1). Точки составов амфиболитов не выходят за пределы поля ультраосновных пород, глинозёмистые сланцы на основном поле АГ представляют компактную группу в поле распространения гидрослюдистых глин. Фигуративные точки составов безрудных кварцитов расположены в поле развития полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов, которые частично перекрываются полем хемогенных силицитов и полем диоритов, плагиогранитов, дацитов. Причем в перекрывающиеся части поля входит только половина точек. Постоянно наблюдаемое тонкое переслаивание с глинозёмистыми сланцами исключает магматическое происхождение безрудных кварцитов. Возникновение их связывается с метаморфизмом или аркозовых песчаников, или хемогенных силицитов.

Д. Шоу и А. Кудо (15) применили метод дискриминантных функций для разделения пара- и ортоамфиболитов. Они предложили несколько уравнений, одно из которых использовано в настоящей работе: $X_3 = 7,07 \lg \text{TiO}_2 + 1,91 \text{Al}_2\text{O}_3 - 3,29 \lg \text{Fe}_2\text{O}_3 + 8,48 \lg \text{FeO} + 2,97 \lg \text{MnO} + 4,81 \lg \text{MgO} + 7,80 \lg \text{CaO} + 3,92 \lg \text{P}_2\text{O}_5 + 0,15 \lg \text{CO}_2 - 15,08$.

В случае, если $X_3 > 0$, порода принадлежит к ортоамфиболитам, если $X_3 < 0$ - к параамфиболитам.

Проведенные расчеты X_3 для 15 анализов основных кристаллосланцев (табл. 5) показывают, что данное уравнение не дает достаточно однозначного решения вопроса. Из 15 анализированных основных кристаллосланцев 8 попадает в разряд "ортопород", а 7 в разряд "парапород".

Расчеты значения X_3 для 4 анализированных ортоамфиболитов Байкальско-го месторождения (табл. 5), магматическая природа которых подтверждается наличием реликтов магматической породы установили, что все 4 ортоамфиболита попадают в разряд "параамфиболитов". По-видимому, применимость и точность определения по этому уравнению зависит как от представительности выбранных авторами исходных совокупностей пара- и ортоамфиболитов, так и принятых допущений при вычислении уравнения, на что было указано В.С. Соболевым с соавторами (2).

К числу косвенных петрографо-петрохимических признаков следует также отнести тот факт, что в основных кристаллических сланцах наблюдается положительная корреляция железистости ортопироксенов с содержанием альбита в сосуществующем плагиоклазе. Это не может быть объяснено первичноосадочной дифференциацией (2) и еще раз свидетельствует о магматической природе дометаморфических аналогов основных кристаллосланцев.

На рис. 2 показано сравнение содержаний элементов-примесей в основных кристаллосланцах со средними содержаниями их в магматических основных породах (1) и со средними содержаниями этих же элементов в контактирующих с основными кристаллосланцами глинозёмистых сланцах. Известно, что основные метаморфозы с повышенными либо близкими содержаниями Sr , Ni , Co , Tl к уровню в основных магматических породах заведомо могут рассматриваться как ортопороды (7). Содержание Co в основных кристаллосланцах выше, а со-

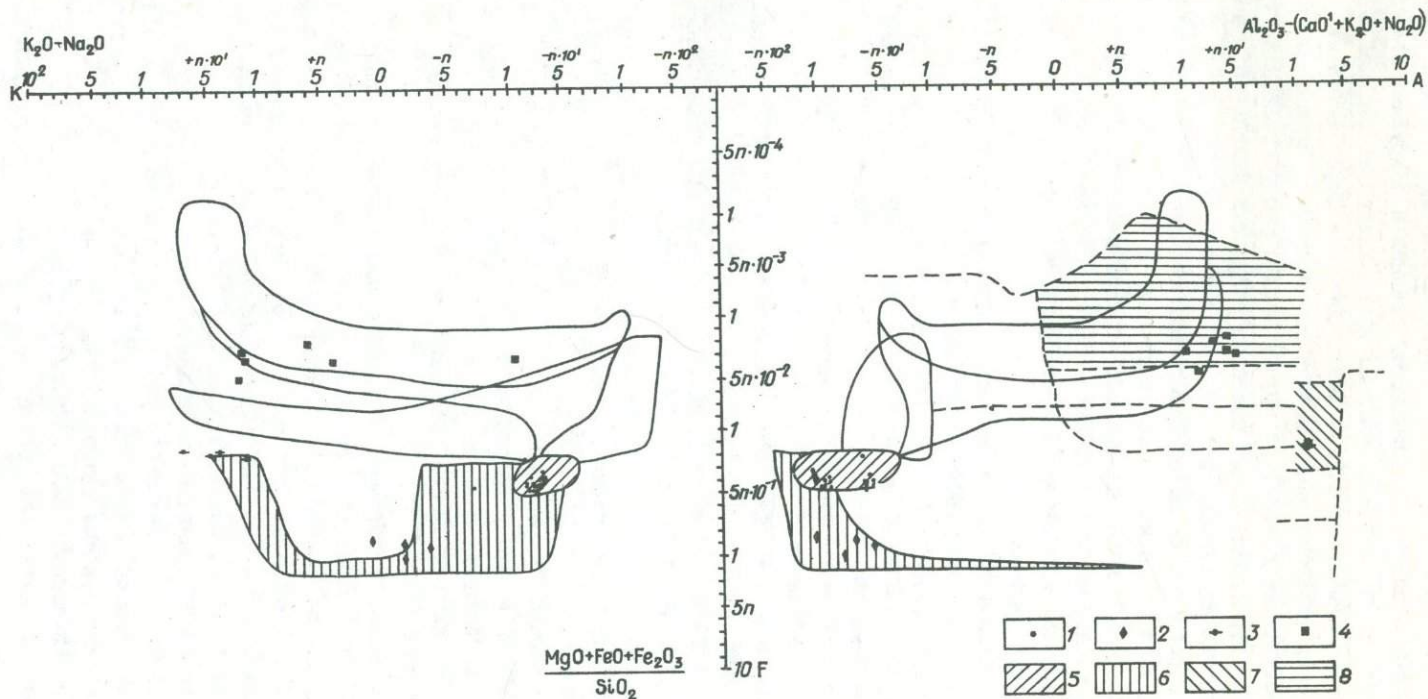


Рис. 1. Диаграмма FAK (по методу А.А. Предовского) метаморфических пород Байкальского месторождения железистых кварцитов.

1 – основные кристаллические сланцы, 2 – ортоамфиболиты, 3 – глиноземистые сланцы, 4 – безрудные кварциты, 5 – поле базитов, 6 – поле ультрабазитов, 7 – поле гидрослюдистых глин, 8 – поле полевошпатовых и серицитовых кварцитов и аркозов.

Т а б л и ц а 5
 Рассчитанные значения дискриминантной функции X_3
 для основных двупроксеновых
 кристаллических сланцев и амфиболитов

Номер образца	X_3	Название породы
СК-II97	0,32	Основной кристаллический сланец
С-I337	3,40	"
С-I05	2,85	"
С-I9	-0,43	"
С-5/I0I	-0,55	"
7I/4I	-0,49	"
I32/43	-2,60	"
I44/45	-I,43	"
С-2/43	0,08	"
С-3/79	0,63	"
С-3/I06	0,72	"
С-5/95	-I,99	"
С-5/49	-3,10	"
54/39	0,10	"
7I/44	0,7I	"
209/38	-8,10	амфиболит
С-2/52	-4,14	"
С-5/IIO	-3,96	"
54/37	-6,4I	"

держание $Сг$ и T близко к средним содержаниям их в изверженных основных породах по А.П. Виноградову.

Если предположить, что исходными породами и глиноземистых сланцев, и основных кристаллосланцев были осадочные породы - глинистые породы для первых и мергели для вторых, то наблюдаемое распределение элементов-примесей (рис. 2) не соответствует сглаженно-упорядоченному типу распределения их в осадочных породах (9). Согласно этому типу распределения максимальные содержания элементов-примесей характерны для аргиллитов, но не для мергелей.

Таким образом, по совокупности всех вышеприведенных признаков наиболее вероятно, что основные кристаллосланцы образовались за счет метаморфизма основных вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород.

Вес %

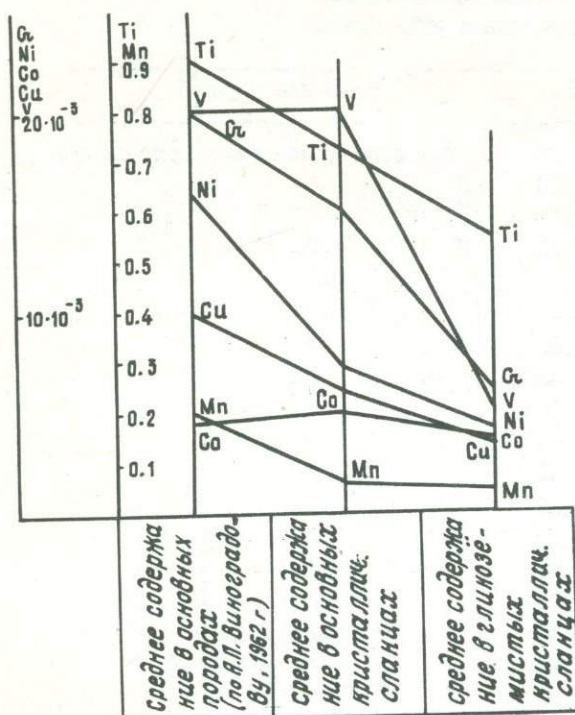


Рис. 2. Содержание элементов-примесей в основных кристаллических сланцах и контактирующих с ними глинозёмистых сланцах (по данным химического и спектрального анализа).

Литература

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - "Геохимия", 1962, № 7, с. 551-571.
2. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., "Недра", 1970, 432 с.
3. Закруткин В.В. О петрохимии чарнокитовой формации. - "Геология и геофизика", 1970, № 8, с. 95-106.
4. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Изд-во АН СССР Кольский филиал, Апатиты, 1970, 115 с.
5. Сараев С.В. Байкальское месторождение железистых кварцитов. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. "Наука", Сиб. отд., 1971, с. 89-91.
6. Сараев С.В. Пироксены из пород и руд Байкальского железорудного месторождения. - В кн.: Проблемы геологии и методы геохимических и геофизических исследований. "Наука", Сиб. отд., 1972, с. 40-42.
7. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., "Наука", 1972, 212 с.

8. Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970, 311 с.

9. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том 2, Изд-во АН СССР, М., 1962, 574 с.

10. Урбах В.Ю. Биометрические методы, М., "Наука", 1964, 415 с.

11. Учитель М.С., Корабельникова В.В. Основные закономерности локализации железоруднения в Юго-Восточном Присаянье. Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка, 1969, № 1, с. 74-79.

12. Учитель М.С., Прокофьев А.А. Метаморфогенные железные руды архея Юго-Восточного Присаянья и особенности их размещения. - В кн.: Эндеогенное руднение Прибайкалья. М., "Наука", 1969, с. 30-39.

13. Федкова Т.А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.-Л., "Наука", 1966, с. 96-106.

14. Eckelmann F.D., Poldervaart A. Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. Part 1: Archean history of the Quad Creek area. Bull. Geol. Soc. Am., 1957, Vol. 68, № 10, p. 1225-1262.

15. Shaw D.M., Kudo A.M. A test of the discriminant function in the amphibolite problem. Mineralog. Mag., 1965, Vol. 34, № 268, p. 423-435.

16. Wilcox R.E., Poldervaart A. Metadolerite dike swarm in Bakersville - Roan Mountain area, North Carolina. Bull. Geol. Soc. Am., 1958, Vol. 69, № 11, p. 1323-1368.

В.Г. Петров

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Для различных районов Енисейского кряжа попытки типизации разрезов докембрийских осадочно-метаморфических отложений с позиций формационного анализа предпринимались неоднократно (2,3,4,6,8,9). На основе проведенных исследований в настоящее время в наиболее полном для западной окраины Сибирской платформы разрезе верхнего протерозоя Енисейского кряжа можно выделить четыре крупных осадочных ритма, сложенных внизу терригенными, а сверху - карбонатными литолого-фациальными комплексами.

Первый осадочный ритм начинается песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, сланцами свиты хребта Карпинского и панибинской свиты (терригенно-сланцевая и аспидно-спилитовая формации) и заканчивается известняками и мергелями пенченгинской свиты (карбонатная формация) Тейской серии. Второй осадочный ритм сложен породами сухопитской серии: внизу - конгломератами, гравелитами и кварцевыми песчаниками кординской свиты, в средней части - филлитами и алевроито-глинистыми сланцами горбилокской и удерейской свит, и заканчивается алевроито-глинистыми сланцами и песчаниками погорьинской свиты, известняками и доломитами сосновской свиты. Вто-

рой осадочный ритм отчетливо разделяется на два подритма — нижний, сложенный породами кординской, горбилкокской и удерейской свит (аркозвая и терригенно-сланцевая формации), и верхний, сложенный отложениями погорюйской и сосновской свит (формации кварцевых песчаников и карбонатная). Третий осадочный ритм представлен внизу кварцевыми песчаниками и сланцами потоскуйской свиты, а сверху — глинистыми сланцами и карбонатными породами шунтарской — киргитейской свит тунгусикской серии (формации кварцевых песчаников и глинисто-карбонатно-сланцевая). Четвертый осадочный ритм сложен конгломератами и песчаниками нижнеангарской свиты (красноцветная континентальная формация). Характер строения выделенных осадочных ритмов снизу вверх по стратиграфической колонке заметно меняется. Если для нижней части разреза характерны большие мощности пород, слагающих ритм, и полная законченность ритмов, то в верхних подразделениях докембрия осадочные ритмы становятся все менее выраженными, маломощными, не законченными, что свидетельствует о постепенном изменении тектонического режима, о все более и более неустойчивом характере осадконакопления.

Систематическое и детальное опробование разреза докембрийских отложений Енисейского кряжа на золото (шаг опробования 1–20 м, отобрано более 4000 проб) и анализ проб пробирным методом повышенной чувствительности (до 0,004 г/т) позволили выявить неоднородность распределения золота в разрезе и особенности его накопления в различных типах формаций (рис. 1).

Первый осадочный ритм

Первому осадочному ритму отвечают метаморфические породы тейской серии докембрия, распространенные, главным образом, в центральной части Енисейского кряжа. Главенствующую роль в составе тейской серии играют биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, а также амфиболиты, кварциты, вулканогенные и карбонатные породы. Наличие последних, а также слоистое строение толщи говорит о ее осадочном происхождении. По мере удаления от гранитных массивов глубокометаморфизованные породы постепенно переходят в образования более низкотемпературных фаций метаморфизма. В составе тейской серии выделены три свиты (снизу вверх): хребта Карпинского, панимбинская и пенченгинская.

Свита хр. Карпинского слагает осевую часть Центрального антиклинория на севере Енисейского кряжа и сложена разнообразными по структуре гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами с подчиненными амфиболитами, кварцитами и гнейсо-кварцитами. Наибольшим распространением пользуются гнейсы. Среди них выделяются двуслюдяные, биотитовые, биотит-роговообманковые, мусковитовые, полевошпатовые и амфиболовые. Из кристаллических сланцев развиты по преимуществу кварцево-сланцевые разновидности. Они содержат дистен, ставролит, гранат, силлиманит и гиперстен. Амфиболиты образовались за счет изменения осадочных пород и, возможно, известняков. Мощность свиты точно не установлена, но она не менее 1000 м.

Панимбинская свита сложена основными эффузивами, их туфами и подчиненными им туфо-песчаниками, туфо- и лавобрекчиями, известняками, хлоритовыми, алевроитоглинистыми и графитокремнистыми сланцами. Мощность пластов пород весьма изменчива и колеблется от 2 до 200–300 м. Вследствии быстрой фациальной изменчивости панимбинской свиты проследить на значительные рас-

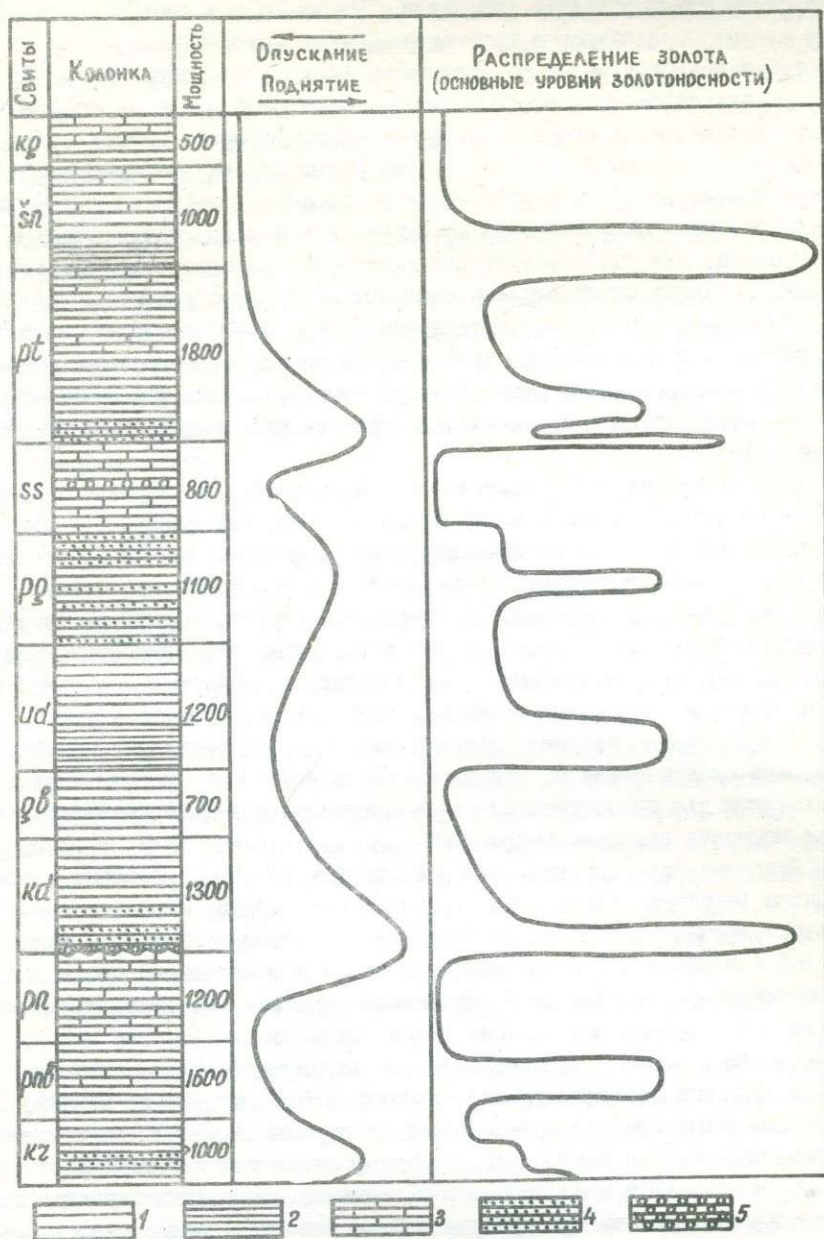


Рис. I. Распределение золота в докембрийских отложениях Енисейского кряжа. 1 - филлиты и алевроито-глинистые сланцы, 2 - филлиты с повышенным содержанием $S_{орг}$, 3 - известняки, 4 - песчаники, 5 - конгломераты. Названия свит: кр - хребта Карпинского, рпб - панимбинская, рп - пенченгинская, кд - кординская, гв - горбиловская, ud - удерейская, рг - погорийская, ss - сосновская, pt - потоскуйская, ш - шунтарская, кг - киргитейская.

стояния даже наиболее мощные пласты пород не представляется возможным, В приустьевой части р. М. Кадры (приток р. Панимбы) в составе панимбинской свиты можно выделить три пачки. Нижняя из них сложена, в основном, туфами кварцевых порфиров и порфиритов, среди которых в виде отдельных пластов и покровов залегают порфириты. Общее число покровов порфиритов в составе нижней пачки около 20, причем их относительное количество и мощность увеличиваются вверх по разрезу. Общая мощность нижней пачки - 620 м. В составе второй пачки наряду с порфиритами широким распространением пользуются черные туфолавы, туфопесчаники, графито-кремнистые и алевроито-глинистые сланцы. Плагноклазовые порфириты и туфолавы приурочены к нижней части пачки, где они образуют ряд пластовых тел мощностью 0,4-3,8 м. Верхняя половина пачки сложена неслоистыми черными графито-кремнистыми сланцами, мощность которых колеблется от 65 до 400 м. Общая мощность второй пачки - 600 м. Наконец, третья пачка сложена, в основном, темносерыми и серыми известняками с резко подчиненными прослоями туфопесчаников, миндалекаменных порфиритов, спилитов, туфов и аркозовых песчаников. Мощность пачки - 420 м.

Пенченгинская свита залегает на панимбинской и уверенно выделяется в стратиграфическом разрезе кряжа благодаря широкому распространению слагающих ее пород и их специфическому, практически более не повторяющемуся в разрезе протерозоя кряжа, преимущественно карбонатному составу. Карбонатный материал, в значительной степени метаморфизованный, в разрезе пенченгинской свиты преобладает. Кроме кристаллических известняков, мраморизованных известняком и мраморов многие геологи в состав пенченгинской свиты включали и включают в том или ином объеме первично-терригенные породы: амфиболовые, кварцево-серпичит-хлоритовые, кварцево-биотитовые, мусковитовые сланцы, гнейсы, кварциты, песчаники, конгломераты и пр. Очень характерным для пенченгинской свиты считается присутствие амфиболитов. Общая мощность свиты не менее 1000 м.

Литолого-формационный анализ осадочных образований первого осадочного ритма (тейской серии) позволяет выделить внутри тейской серии три ассоциации горных пород, соответствующих терригенно-сланцевой, аспидно-спилитовой и карбонатной формациям, каждая из которых характеризуется специфическими особенностями литологического состава, его геохимическим своеобразием и определенным уровнем золотоносности.

Установленные концентрации золота, в целом на порядок выше кларковых для пород соответствующего типа по А.П. Виноградову (1956), характерны для терригенно-сланцевой формации базальной части осадочного ритма, причем золото здесь встречается как в аркозах, так и в тонкозернистых углистых сланцах. В первом случае максимальные концентрации золота до 1,0 г/т в отдельных пробах приурочиваются либо непосредственно к базальным слоям комплекса, представляющих собой продукт перемыва мощной коры химического выветривания, либо к прибрежным морским мелководным песчаникам. В черных сланцах терригенно-сланцевого комплекса золото в количествах 0,01-0,1 г/т преимущественно приурочивается к тем участкам разреза, где в них начинает появляться обломочный материал, либо имеется заметно повышенное количество органики.

В породах аспидно-спилитовой формации содержание золота заметно убывает, лишь незначительно превышая кларковые концентрации (не более 0,004-

0,04 г/т. Золото распределено в породах практически равномерно и очень редко образует повышенные против кларковых (до 0,1 г/т) концентрации в трех типах пород — конгломератах и песчаниках, черных сланцах и эффузивах. В грубозернистых породах эти концентрации распределены случайным образом, отмечаясь только в отдельных точках, что хорошо согласуется с условиями геосинклинального накопления (расчлененный рельеф бассейна, затрудненное перемещение материала, быстрое накопление больших масс осадочного материала, прерываемое подводным вулканизмом). В черных сланцах аспидно-спилитовой формации, содержащих местами большое количество углерода (до 3%) и отвечающих, по-видимому, типу осадков фации сероводородного заражения, содержание золота более постоянно.

В известковистых породах карбонатной формации, составляющей верхнюю часть осадочного ритма, содержание золота повсеместно не превышает кларковых значений. Очень редкие повышенные (до 0,1 г/т концентрации золота отмечены только в прослоях черных сланцев и в некоторых глинистых известняках, причем в последнем случае они бывают связаны, как правило, с глинистой фракцией породы.

Второй осадочный ритм

Нижняя часть ритма на востоке кряжа сложена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами кординской свиты, несогласно залегающими на осадочно-метаморфических и интрузивных породах среднего протерозоя тейской серии. На подстилающих породах, как правило, развита мощная кора химического выветривания, особенно ярко выраженная в местах залегания свиты на "древних" гранитоидах Чиримбинского массива (В.Г. Петров, 1974). Там, где кординская свита залегает на осадочно-метаморфических породах тейской серии, между ними в некоторых местах удается наблюдать азимутальное и угловое несогласие, а базальные конгломераты и гравелиты содержат, кроме дезинтегрированного материала подстилающих пород, также продукты размыва и перестроения гранитоидов.

По простиранию толщ конгломератов кординской свиты изменения в петрографическом составе галек незначительны и хорошо увязываются с особенностями геологического строения и состава подстилающих пород и близости предполагаемой береговой линии к выходам древних гранитов. В составе галек базальных конгломератов кординской свиты с движением с юга на север от нижнего течения р. Чиримбы в бассейн р. Дыдана все большее значение начинают приобретать, кроме гранитов, породы средней и нижней пачки пенченгинской свиты. В этом же направлении увеличивается и угол несогласия пород, возрастая с 5 до 20°. Таким образом, грубообломочные породы кординской свиты на востоке кряжа ложатся с размывом на граниты и на разные горизонты отложений пенченгинской свиты, а несогласие между этими свитами является региональным, очень похожим на несогласие платформенного типа.

В центральной части кряжа, в разрезах среднего течения р. Б. Пит, состав базальных отложений кординской свиты указывает на их более глубоководный характер. Явные признаки перерыва в осадконакоплении на границе кординской и пенченгинской свит здесь отсутствуют, однако линзовидные

прослой кварцевых конгломератов и гравелитов, изредка отмечаемые и в этой части разреза, свидетельствуют о том, что и сюда еще достигал материал прибрежно-морской зоны, располагавшейся на севере и северо-востоке кряжа. На западном склоне Енисейского кряжа отложения низов кординской свиты вновь приобретают прибрежно-морской характер и залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах.

Грубообломочные породы базальных горизонтов кординской свиты выше по разрезу постепенно сменяются песчаниками и сланцами. Песчаники кординской свиты представляют собой плотные массивные породы серого цвета с желтоватым или зеленоватым оттенком. Количество обломочного материала в песчаниках колеблется от 60 до 90%. Обломки представлены кварцем (50-80%) и полевыми шпатами (20-50%). Зерна кварца очень хорошо окатаны, имеют круглую или эллипсоидальную форму и размер от 0,3 до 1,2 мм. Зерна полевых шпатов также хорошо окатаны, имеют круглую или слабо удлиненную форму. Размер их всегда меньше размеров находящихся рядом зерен кварца и колеблется от 0,1 до 0,7 мм. Полевые шпаты представлены олигоклазом, андезином, реже микроклином, все они в значительной степени пелитизированы и серицитизированы. Цемент песчаников имеет тонкозернистый кварцево-хлоритовый состав, на фоне которого отчетливо видны отдельные сравнительно крупные зерна карбоната и редкая, но равномерная вкрапленность пирита. Встречаются единичные хорошо окатанные зерна циркона, апатита и турмалина. Сланцы в составе кординской свиты являются наиболее распространенными породами. Среди сланцев преобладают черные и темносерые, первоначально алевроито-глинистые, сейчас кварцево-биотитовые разности. Под микроскопом они имеют лепидогранобластовую структуру, обусловленную изометричной формой кварцевых зерен размером до 0,3 мм, вкрапленных в лепидобластический биотитово-кварцевый агрегат, развивающийся по глинистому цементу. Сланцы содержат обильную тонкораспыленную вкрапленность графита, а также редкие зерна карбоната, турмалина и рудного минерала. В качестве весьма характерной особенности сланцев кординской свиты необходимо отметить высокое содержание в них глинозема, количество которого по данным химического анализа в отдельных случаях достигает 27-33%.

Вещественный состав и другие фациальные особенности отложений кординской свиты вполне однозначно указывают на то, что обломочные породы свиты формировались за счет мощной коры химического выветривания среднепротерозойской платформы. Как видно из краткой характеристики пород и их химического состава кординская свита сложена в большинстве своем наиболее устойчивыми против химического выветривания продуктами. Подвижные же в зоне гипергенеза соединения присутствуют в незначительных количествах. Это свидетельствует о том, что исходный материал до своего захоронения подвергся глубокому химическому выветриванию. Процессы выветривания заходили настолько далеко, что приводили местами к накоплению мощных пачек и толщ каолиновых глин, образовавшихся впоследствии высокоглиноземистые разновидности сланцев. Наконец, о развитии мощной коры выветривания перед началом отложения второго осадочного ритма свидетельствует также и характер строения переходной зоны между гранитами и сланцами, сложенной гравелитами и дресвяниками, указывающими на то, что размыву и перестроению подверглись граниты, сильно выветрелые на глубину (7). Все эти данные указывают на то, что накопление отложений кординской свиты происходило в

условиях теплового влажного климата и спокойного тектонического режима, близкого к платформенному.

Средняя часть второго осадочного ритма сложена сланцевыми породами горбилоской и удерейской свит, а также ритмичнослоистыми алевроито-глинистыми сланцами и кварцевыми песчаниками погорьской свиты, составляющими в совокупности однообразный и монотонный комплекс терригенно-сланцевых отложений.

Среди пород комплекса наибольшим распространением пользуются филлиты. По внешнему виду это плотные породы серого, зеленовато-серого или темно-серого цвета с нерезко выраженной слоистостью, обусловленной чередованием светлых и темных полос мощностью от 1-2 до 30-50 мм. Под микроскопом филлит представляет собой очень слабо раскристаллизованную породу, состоящую из кварца, серицита, хлорита, турмалина, рудного минерала, графитового вещества, мелких зернышек полевых шпатов, а также пелитового материала, количество которого может быть различным. Для филлитов удерейской свиты характерно повышенное содержание углеродисто-графитового вещества, образующего дисперсные выделения в виде частичек диаметром в сотне и тысячные доли миллиметра, реже в виде плотных скоплений его в виде прослоек и различной величины линзочек. Количество углеродисто-графитового вещества в сланцах терригенно-сланцевого комплекса колеблется от сотых долей процента до нескольких процентов. Максимальные концентрации свободного углерода отмечаются в сланцах нижней части удерейской свиты, где отдельные прослои сланцев содержат его до 0,8-1,0%.

Нижняя часть разреза удерейской свиты мощностью около 1500-200 м заметно обогащена не только "углеродисто-графитовым" материалом, но и сульфидами - пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом (до 3-5%). Количество этих минералов резко снижается в средней и верхней частях свиты, вызывая появление серой и зеленосерой окраски пород.

Алевроито-глинистые сланцы составляют большую часть разреза погорьской свиты. По внешнему виду представляют собой породы серой, темносерой, чаще зеленоватосерой окраски, слоистой текстуры, обусловленной чередованием алевролитовых и глинистых слоев. Мощность прослоев сильно колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. С дальнейшим увеличением мощности наблюдается чередование сланцев с алевролитами, песчаниками и кварцитами. Мощность слоев этих пород достигает 10-15 м, при этом прослои глинистого состава преобладают. Очень своеобразен рисунок слоистости сланцев, обусловленный неравномерным распределением в породе алевролитового материала. У большей части сланцев слоистость тонкая и равномерная, ритмичная, прослойки слабо изогнуты, мощность их колеблется от 1 до 3 мм. Под микроскопом структура породы пелитовая. В основной глинистой массе породы с размером частиц не выше 0,003-0,01 мм при больших увеличениях микроскопа достоверно устанавливается лишь хлорит в мелких чешуйках бледного желтовато-зеленого цвета и очень редко такие же мелкие зернышки кварца. Основная глинистая масса слабо действует на поляризованный свет, но по наличию близко-одновременного угасания обнаруживает признаки упорядоченного строения. Алевролитовая составная породы с размером зерен от 0,02 до 0,05 мм представлена кварцем (до 80%) и полевым шпатом. Зерна этих минералов, особенно кварца, имеют слабоокатанную угловатую, часто рогульчатую форму, указывающую на их, возможно, вулканогенное происхождение.

Песчаники присутствуют в средней и верхней частях разреза погорьжской свиты, где образуют отдельные пласты мощностью до 0,5–1,5 м, чередующиеся со сланцами. Они относятся к мелкозернистым разностям, окрашенным в светлосерые, желтоватые и кремовые тона. Нередко в песчаниках наблюдается пологая косая слоистость и вкрапленность кубических кристаллов пирита с длиной ребра до 3,5 см. Минеральный состав песчаников, довольно однообразен – все они представлены кварцевыми, олигомиктовыми кварцевыми разностями (до 90% кварца), с незначительными колебаниями в процентном соотношении главных породообразующих минералов и их крупности.

Флишиодный характер строения погорьжской свиты, многочисленные признаки подводных дислокаций отложений, знаки ряби и гироглифы свидетельствуют о мелководных, прибрежно-морских условиях осадконакопления погорьжской свиты.

Верхняя часть второго осадочного ритма сложена известково-глинистыми сланцами, мергелями, известняками и конгломератами сосновской свиты, залегающими на породах погорьжской свиты совершенно согласно с очень постепенным переходом.

Известково-глинистые сланцы и мергели сосновской свиты представляют собой породы серой, светложелтой, светлозеленой, вишневой, серо-фиолетовой окраски, с тонким чередованием прерывистых линзочек и слоев, обогащенных либо глинистым, либо карбонатным материалом. Последний представлен чаще всего пелитоморфным кальцитом, который составляет 30–50% породы. Текстура микрослоистая, иногда макрослоистая и микропорфириобластовая, обусловленная тем, что на фоне тонкозернистой основной массы, сложенной пелитоморфным кальцитом и продуктами раскристаллизации глинистого вещества, выступают более крупные (до 0,05 мм) зерна железистого карбоната, пирита и розеткообразные агрегаты хлорита. Из других минералов в серо-фиолетовых и красноцветных разностях сланцев значительную роль играют гидротематит и гетит (3–8%), присутствующие в виде мелких (0,01–0,1 мм) пластинок и неправильных зерен. Чаще всего эти зерна равномерно распределены в породе, но иногда концентрируются в тонкие прослойки мощностью до 3–6 мм, где количество их может достигать 40–60%.

Известняки сосновской свиты представляют собой серые, темно-серые и черные афанитовые породы массивной, реже слоистой текстуры. Слоистость в известняках обычно тонкая, редкая, неявно выраженная, обусловленная чередованием прослоев почти чистого известняка с известняком, обогащенным глинистым, алевритовым или органическим материалом. Под микроскопом основная ткань породы представлена пелитоморфной массой зерен размером 0,006–0,01 мм, количество которой достигает 60–80%. Остальная часть породы сложена кальцитом, реже доломитом, кристаллы которых не менее чем в 2–3 раза больше зерен основной массы. Эти более крупные кристаллы довольно равномерно рассеяны по одиночке по всей массе и, кроме того, обнаруживают приуроченность к плоскостям слоистости. Второстепенные минералы известняков встречаются редко и представлены пиритом, хлоритом и кварцем, которые обычно присутствуют вместе.

Известняковые гравелиты и конгломераты сосновской свиты сложены хорошо окатанной галькой подстилающих известняков, сцементированных карбонатной же пелитоморфной массой, отличающейся от карбонатной массы галек лишь несколько большим содержанием глинистого и углеродистого вещества и поэтому своим более темным цветом.

В 300 м от основания сосновской свиты среди серо-фиолетовых известково-глинистых сланцев и мергелей присутствует горизонт пород, содержащих гематитовую гальку. Мощность горизонта 28–30 м. В массе серо-фиолетовых известково-глинистых сланцев появляются хорошо окатанные галечки гематита дисковидной формы величиной обычно 0,8–1,5 см, но иногда даже до 2–3 см. Количество рудной гальки в сланцах колеблется от 5 до 15%, но в отдельных нерезко выраженных прослоях поднимается до 30%. Мощность обогащенных галькой прослоев не превышает 2–3 см. Конгломератовидное строение железорудных пластов, широкое распространение метаколлоидных, ступчатых структур, а также присутствие в рудоносных пластах участков с неотсортированными по крупности рудным материалом и косо́й слоистостью – все это говорит в пользу аллювиального привноса реками рудного материала с суши, где размывалась кора выветривания пород кремнисто-железистой формации.

Распределение золота в отложениях второго осадочного ритма, как и в первом ритме, обнаруживает строгое соответствие с особенностями литологического состава и фаціальными условиями осадконакопления.

Базальные грубозернистые слои кординской свиты обнаруживают слабую золотоносность почти по всей северо-восточной окраине Енисейского кряжа. При этом некоторое увеличение содержания золота в этих слоях наблюдается при движении с юга на север с приближением к областям сноса, и стратиграфически вверх – в мелкогалечниковой, хорошо сортированной части отложений.

Процессы глубокого химического выветривания гранитов, предшествовавшие механической денудации кординского времени, способствовали выносу хорошо сортированного по составу и размерам кластического материала. Отложение продуктов размыва и сноса происходило в спокойных условиях, при которых более мелкий материал успевал выноситься в пелагические зоны, а оставшийся обогащался тяжелыми компонентами, в том числе и золотом. По-видимому, именно поэтому дресвяники и гравелиты, залегающие на гранитах, показывают устойчивое содержание золота 0,05–0,2 г/т.

В участках сложного расчлененного рельефа, обусловившего большую скорость транспортирующих водных потоков, резко усиливалась механическая денудация, а продукты разрушения пород перемещались недалеко и быстро захоронялись, что должно было отрицательно повлиять на концентрацию золота в породах. Действительно, валунные и крупногалечниковые конгломераты базального слоя кординской свиты оказываются практически пустыми. Вместе с тем хорошо сортированные слои мелкогалечниковых гравелитов и кварцевых песчаников, залегающие в 150–200 м стратиграфически выше, обнаруживают характерный повышенный фон золотоносности по сравнению с вмещающими их тонкозернистыми породами (рис. 2). В мелкогалечных конгломератах этого уровня в бассейне р. Дыдан обнаружены видимые знаки золота вместе с магнетитом, гематитом, пиритом, апатитом, цирконом, турмалином, сфеном и хромитом. Отчетливая окатанность золотин и сопутствующих им минералов свидетельствует о типичном кластогенном, россыпном происхождении золота в обломочных породах кординской свиты.

Среди тонкозернистых пород терригенно-сланцевой формации средней части второго осадочного ритма наибольшую золотоносность обнаруживают темносерые и черные филлиты нижней части удерейской свиты (рис. 3). Химический и минералогический состав этих филлитов совершенно одинаков с ниже- и вышележащими породами и филлиты отличаются от них только заметно

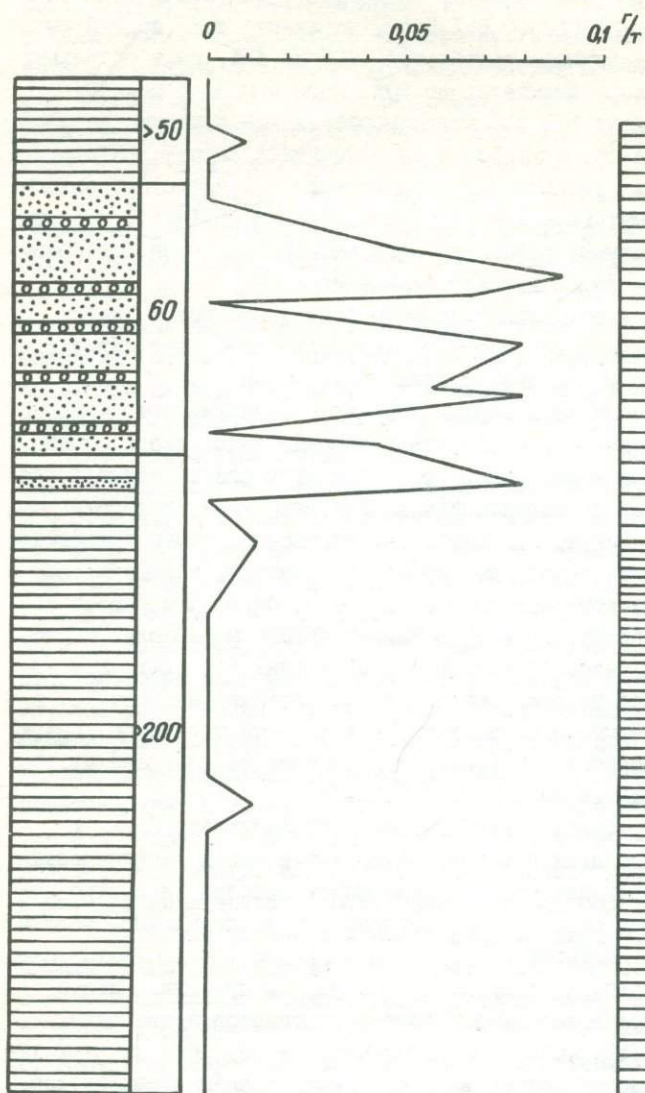


Рис.2. Распределение золота в конгломератах и песчаниках кординской свиты. Левый берег р.Чиримбы между ручьями Певун и Недун. Условные обозначения см. рис. I.

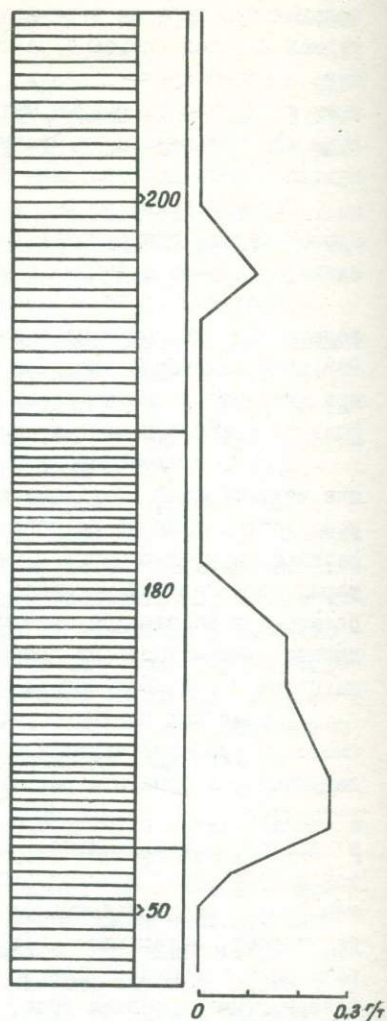


Рис. 3. Распределение золота в нижней части удерейской свиты. Правый берег р. Горбиллок выше устья руч. Б. Каченды. Условные обозначения см. рис. I.

повышенным (на порядок — до 0,3–0,5%) содержанием свободного углерода и связанных с ним сульфидов. Для нижней части разреза удерейской свиты мощностью 150–200 м содержание золота в целом колеблется в пределах 0,1–0,4 г/т, в то же время внутри этой обогащенной золотом части разреза в ряде случаев присутствует, по-видимому, один или несколько более мелких горизонтов, в которых содержание золота превышает местное кларковое его содержание по крайней мере на порядок. Эти обогащенные золотом сланцы макроскопически совершенно не отличаются от сланцев, в которых золота мало или совсем нет. Характерно также и отсутствие прямой корреляционной связи уровня золотоносности сланцев с количеством содержащихся в них сульфидов. Вместе с тем, вполне отчетливо устанавливается зависимость как характера проявления удерейского уровня золотоносности, так и степени золотоносности сланцев в целом в зависимости от палеофациальных условий осадконакопления. Повышенная золотоносность нижней части разреза удерейской свиты наиболее четко проявляет себя по восточной окраине Енисейского кряжа именно в тех разрезах, где четко может быть проведена граница между удерейской и нижележащей горбилюкской свитами. В центральной части кряжа, где граница между этими свитами очень часто теряется, сланцы удерейской свиты также часто утрачивают свою повышенную золотоносность. Если же среди них иногда и удается выделить один или несколько небольших уровней повышенной золотосности, то эти уровни имеют "плавающий" характер, независимый от стратиграфического положения подошвы свиты. Снижение уровня золотоносности сланцев происходит и тогда, когда граница между горбилюкской и удерейской свитами становится условной вследствие частого переслаивания в разрезе зелено-серых и темносерых филлитов пластами мощностью 0,5–50 м. Это обстоятельство свидетельствует в пользу сингенетического, хемогенно-осадочного происхождения золота в сланцах удерейской свиты, так как если предполагать связь золота с магматическими и метаморфическими процессами и поступление его с глубины, а сами сланцы рассматривать лишь как осадители золота из гидротермальных растворов, тогда следовало бы ожидать повышенную концентрацию золота в самых первых слоях черных сланцев среди зеленых филлитов верхней части горбилюкской свиты.

Наконец, золотоносность верхней части второго осадочного ритма тесно связана с накоплением обломочных пород формации кварцевых песчаников погорюйской свиты и известняковых конгломератов карбонатной формации сосновской свиты. В алевроито-глинистых сланцах погорюйской свиты золото распределено практически равномерно, а содержание его здесь в целом остается на уровне золотоносности тонкообломочных пород сухопитской серии 0,03–0,09 г/т. Такие же содержания золота характерны и для мергелей нижней части сосновской свиты. Однако в известняках и доломитах этой свиты содержание золота падает на порядок. Это обстоятельство свидетельствует, по-видимому, о том, что в период спокойного осадконакопления алевроито-глинистых сланцев и мергелей в значительном удалении от береговой линии золото поступало в них с тонкодисперсной, глинистой фракцией. И наоборот, кратковременные периоды поднятий, появление прибрежно-морских условий осадконакопления и формирования слоев кварцевых песчаников и гематитовых конгломератов сопровождалось поступлением в эти породы кластогенного золота и возрастанием его содержания до 0,3–0,9 г/т (рис. 4).

Третьему осадочному ритму отвечают карбонатно-терригенные отложения потоскуйской, шунтарской и киргитейской свит тунгусикской серии, распространенные, главным образом, по восточной окраине Енисейского кряжа. Региональным метаморфизмом тунгусикская серия затронута весьма слабо, гранитные интрузии и контактовые образования среди отложений тунгусикской серии неизвестны.

Третий ритм начинается известняковыми конгломерато-брекчиями в основании потоскуйской свиты, представленными остроугольными обломками известняков и доломитов сосновской свиты, сцементированными карбонатным же материалом. Эти породы несут яркие черты подводно-оползневого происхождения и отвечают периоду смены длительного прогибания горбилокско-сосновского времени новой эпохой воздымания дна бассейна, новой трансгрессии. Известняковые конгломерато-брекчии выше по разрезу сменяются мощной толщей аргиллитов и глинистых сланцев, в нижней части которой присутствуют линзы и пласты кварцитовидных песчаников с гематитом. Средняя часть свиты сложена характерными высокоглиноземистыми хлоритоидными сланцами, мощность которых может достигать 200-300 м. В верхней части потоскуйской свиты преобладают серые и темносерые глинистые сланцы, местами с прослоями строматолитовых известняков.

Нижняя часть шунтарской свиты сложена темносерыми и черными высокоуглеродистыми глинистыми сланцами и мергелями, содержащими до 4,0% $C_{орг}$ и характерную рассеянную вкрапленность пирита. Выше по разрезу эти породы сменяются сначала, в основном, карбонатными отложениями верхней части свиты, а затем переслаиванием известняков, конгломератовидных известняков и аргиллитов киргитейской свиты.

Петрографическая характеристика сланцев, песчаников и известняков третьего осадочного ритма в целом аналогична соответствующим породам сухитской серии.

Среднее содержание золота в основных типах пород третьего осадочного ритма также в целом аналогично соответствующим породам второго ритма (филлиты и алевроито-глинистые сланцы - 0,01-0,05 г/т, известняки - 0,004-0,01 г/т). Вместе с тем, на фоне устойчивых кларковых концентраций золота выявлены два уровня повышенной золотоносности пород с содержанием золота на порядок выше кларкового. Первый такой уровень связан с нижней частью потоскуйской свиты (рис. 5). Олигомиктовые песчаники этого уровня, формировавшиеся в удалении от береговой линии и отвечающие новой эпохе размыва и накопления продуктов коры выветривания, на фоне весьма низкого содержания золота в некоторых случаях обнаруживают содержание до 0,4-0,8 г/т, связанное, по-видимому, с отдельными частицами кластогенного золота, случайно попадавшими в глубоководные отложения. В черных аргиллитах и хлоритоидных сланцах, залегающих на песчаниках, содержание золота также достигает 0,2-0,4 г/т, причем оно распределено здесь более равномерно в толще сланцев мощностью 40-60 м. Несомненное формирование этих пород в качестве высокоглиноземистых продуктов коры выветривания позволяет предполагать тонкодисперсное, сорбционное происхождение золота в этих породах, поступавшее в отложения в сорбированном виде на частицах коллоидной фракции глини.

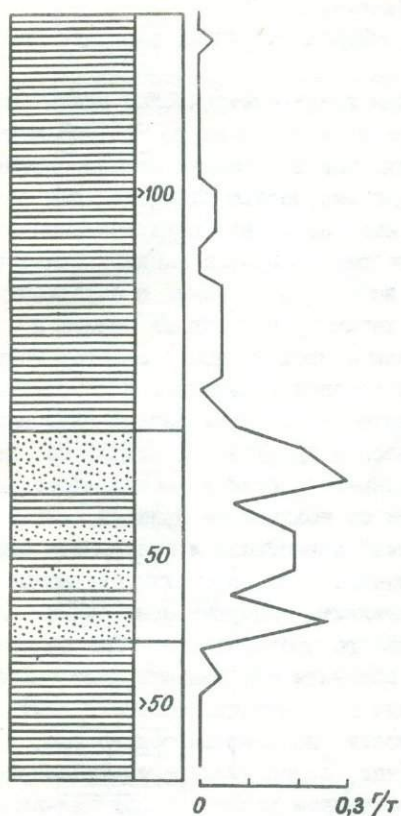


Рис.4. Распределение золота в песчаниках погорюйской свиты. Правый берег р. Б. Пит между ручьями Юргули-Ненчаны. Условные обозначения см.рис. I.

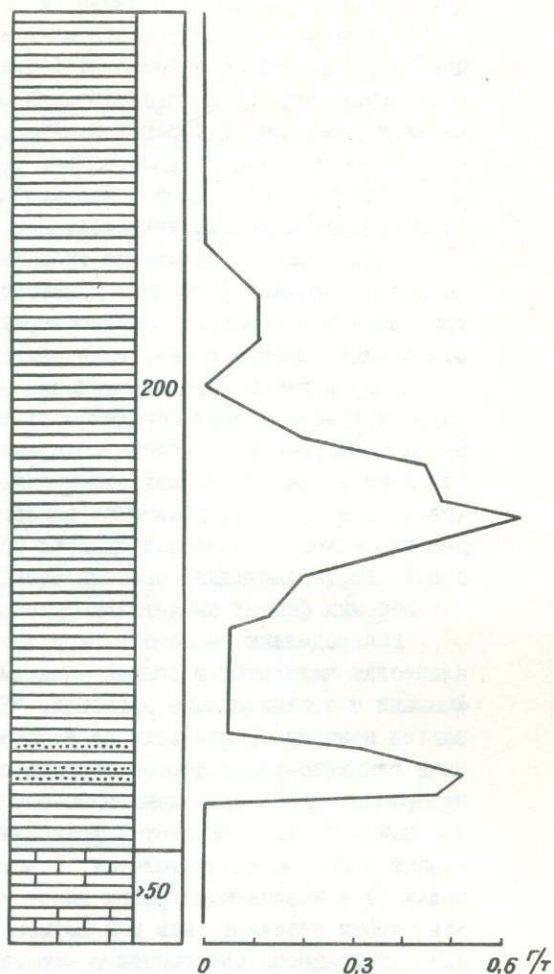


Рис. 5. Распределение золота в нижней части потоскуйской свиты. Левый берег р.Б.Пит в 17 км выше устья р.Чиримбы. Условные обозначения см. рис. I.

В черных, богатых углеродом аргиллитах и мергелях шунтарской свиты на контакте их с подстилающими известняками потоскуйской свиты повсеместно отмечается новое повышение уровня золотоносности пород, достигающее в отдельных случаях 0,4–1,0 г/т (рис. 6). В пределах этого же уровня широко развита и сульфидная минерализация в виде тонкодисперсной вкрапленности и различных по форме диагенетических и раннеметаморфических новообразований пирита. Исключительно высокое для докембрийских пород региона содержание органического углерода и связанных с ним сульфидов в сланцах шунтарской свиты позволяет рассматривать их в качестве образований глубоководных фаций сероводородного заражения, сформировавшихся в условиях спокойного тектонического режима в глубоководных впадинах морского бассейна в максимальном удалении от береговой линии, а концентрации золота в этих породах — как продукт типично хемогенного накопления.

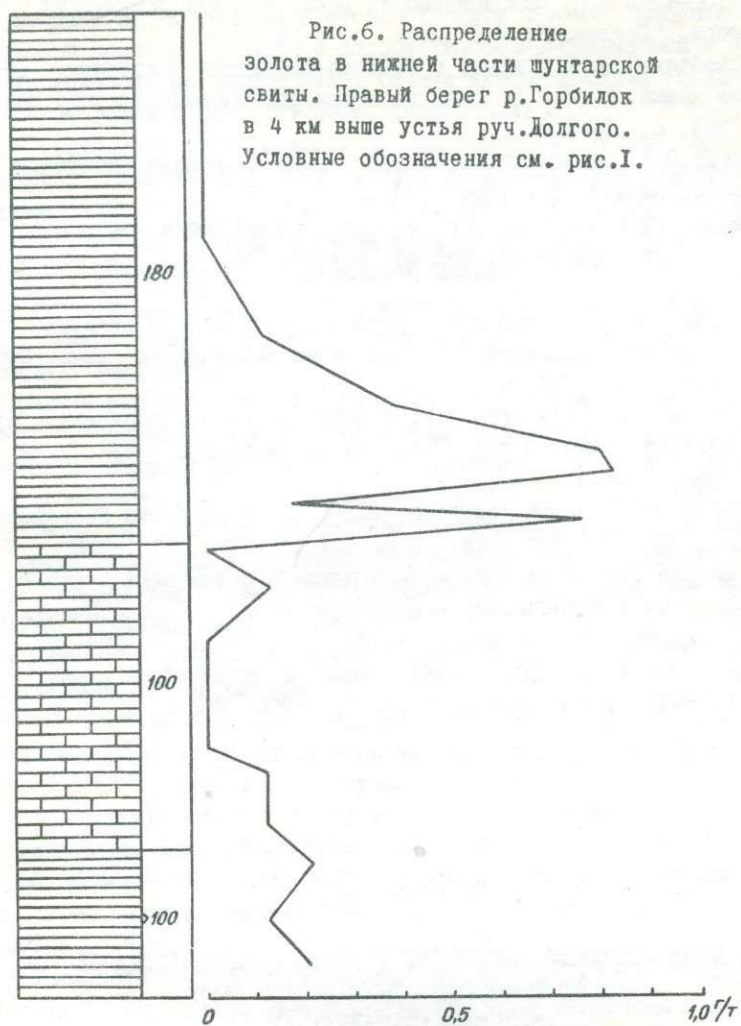
Относительно золотоносности докембрийских осадочных формаций Енисейского края можно сказать следующее.

Распределение золота по трем главным гранулометрическим типам пород во всех осадочных формациях докембрия региона показывает, что оно концентрируется как в наиболее крупнозернистых, так и в самых тонкозернистых отложениях. Вместе с тем, главной закономерностью распределения золота в ряду аргиллит-алевролит-песчаник является повышение содержания золота в более крупнозернистых породах только прибрежно-морских фаций начального этапа трансгрессий. Высокие содержание золота, отмечаемые в базальных горизонтах крупнообломочных отложений, и характер нахождения золота в них (свободное золото), указывают на обломочное происхождение золота. Распределение такого золота подчиняется общим законам механической (гравитационной) дифференциации, поэтому роль такого золота в удаленных глубоководных морских фациях значительно уменьшается и практически сходит на нет.

Распределение золота в ряду известняк-глинистый известняк-аргиллит-алевролит находится в прямой зависимости от количества примеси глинистой фракции и органического вещества. "Чистые" известняки и алевролиты оказываются поэтому практически не золотоносными, в то время как связанные с ними глинисто-углеродистые мергели и аргиллиты содержат повышенные концентрации золота явно хемогенно-сорбционного происхождения. Вместе с тем, не всякие богатые глинистой фракцией и органическим веществом породы оказываются обогащенными золотом. Повышенные концентрации золота в этих породах (так называемые уровни золотоносности) появляются только там, где эти породы отвечают, как и в первом случае, отдаленным фазам трансгрессий, т.е. оказываются связанными в стратиграфическом разрезе с подстилающими или перекрывающими их более грубозернистыми литолого-осадочными комплексами. Там, где эти породы отвечают фазам регрессий или спокойного тектонического режима, они оказываются в отношении золотоносности ничем не примечательными. В глубоководных глинистых отложениях в фазе спокойного тектонического режима накопление золота могло происходить только изредка в локальных участках морского дна, богатых органическим углеродом и отвечающих фациям сероводородного заражения (шунтарский уровень золотоносности).

Таким образом, характер распределения золота в докембрийских отложениях Енисейского края указывает на осадочное происхождение его концентраций. При этом оказывается, что в течение всей длительной истории до-

Рис.6. Распределение
золота в нижней части шунтарской
свиты. Правый берег р.Горбилон
в 4 км выше устья руч.Долгого.
Условные обозначения см. рис.1.



кембрийского осадконакопления золота, по-видимому, в силу своих геохимических особенностей в осадочном процессе давало лишь два типа концентраций: 1) кластогенные россыпи, 2) хемогенно-сорбционные (черные сланцы фации сероводородного заражения), т.е. те же типы концентраций, которые известны в более поздних и современных осадках.

Литература

1. Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. "Геохимия", № 1, 1956, с. 6-52.
2. Воробьев И.В. К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского кряжа. В сб.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во МГУ, М., 1964, с. 327-341.
3. Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. Изд-во "Наука", М., 1968, 138 с.
4. Казанский Ю.П. Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Изд-во "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1973, 208 с.
5. Москвин В.И., Петров В.Г. Природа органического вещества и условия его накопления в глинистых сланцах рифея Енисейского кряжа. Труды СНИИГТИМС, вып. 170, 1973, с. 41-43.
6. Мусатов Д.И., Волобуев М.И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа.- В сб.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изд-во "Недра", М., 1964, с. 59-85.
7. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Изд-во "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1974, с. 1-138.
8. Романова Г.Ю. Седиментационные циклы в отложениях верхнего протерозоя юго-восточной оконечности Енисейского кряжа.- В сб.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1961, с. 187-195.
9. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. (Труды ГИН АН СССР, вып. 68). Изд-во АН СССР, М., 1962, 242 с.

В.К. Маслов

ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И БОКСИТОНОСНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В последние годы в южной (бассейн р. Голоустной) и центральной (междуречье р. Ср. Иликты - р. Бол. Лены) частях Западного Прибайкалья нами получены новые материалы, указывающие на существование в осадках верхнего протерозоя внутриформационных поверхностей размыва и различных фациальных обстановок - от континентальных до умеренноглубоководных. При выяснении этих вопросов использовались современные исследования по реконструкции

палеогеографических условий осадконакопления рифейских отложений (I, 2, 8). Главную роль при этом играло изучение в них первичных текстур, чему раньше почти не уделялось внимания. Ниже приводится фациальная характеристика и данные по бокситоносности верхнепротерозойских образований.

Породы байкальской серии с резким угловым несогласием залегают на пенецленезированной поверхности ниже-среднепротерозойских отложений (граниты, гнейсы, эффузивы, глинистые и хлоритоидные сланцы) и делятся на три свиты (снизу): голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую. Относительно объема этих и более дробных подразделений (подсвит) имеется несколько точек зрения, различия в которых сводятся к проведению границы между нижней и средней подсвитами голоустенской свиты и между голоустенской и улунтуйской свитами. По мнению автора, наиболее приемлемой и подтверждающейся материалами для южной части района является схема, приведенная В.В. Хоментовским и др. (I3) по р. Голоустной.

Голоустенская свита делится на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита (0–200 м) сложена серицит-хлорит-карбонатными филлитовидными сланцами и розовыми доломитами с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием осадков разного состава и цвета. Накопление их происходило в мелководной лагуне с исключительно спокойной гидродинамикой среды. Терригенный материал в нее поставлялся с континентальной суши, вероятно, располагавшейся в 40–50 км к ЮВ и СЗ от современного выхода этих пород.

Средняя подсвита (200–500 м) начинается серыми и светло-серыми массивными, грубослоистыми и тонкослоистыми доломитами и известняками, которые вверх по разрезу через частое переслаивание замещаются кремнисто-песчано-карбонатными отложениями переменного (от монокомпонентного до смешанного в разных пропорциях) состава, а затем (в верхней части) песчаниками. Среди массивных и грубослоистых доломитов встречаются онколитовые (редко), брекчиевые и брекчие-конгломератовые разности, которые, то заполняют трещинно-карстовые углубления (см. рис. Ia, Ib), то образуют россыпь у подножья эрозивных уступов (рис. Ib). Часто такая брекчия скреплена коржовыми строматолитами.

Тонкослоистые разности доломитов характеризуются правильной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев различной тонкости серого цвета и (или) крупности зерна. Встречается пологонаклонная (10–15°) косая слоистость с ровными прямыми слойками, а также знаки симметричной волноприбойной ряби с параметрами $l = 2,5; 5$ см и индексом ряби 5–6. Повсеместно в них распространены брекчие взламывания и оползневые текстуры, представленные брекчией и складками (рис. Iv). Мощность этих пород до 5 м.

В кремнисто-песчано-карбонатных отложениях развита горизонтальная слоистость с правильными ровными поверхностями наложения в песчано-карбонатных и неровными (размытыми) в кремнистых разностях. Встречаются горизонты с одно- и разнонаправленной, часто сильно срезанной косой слоистостью и знаками симметричной волновой ряби с параметрами $l = 2,5; 5; 9,5$ см и индексом ряби 3–8.

Текстуры нарушения в них представлены маломощными (см-дм) мелкоскладчатными оползнями, ромбоидальными полигонами трещин усыхания, заполненных кварцевым песком, брекчией кремнистых и песчано-кремнисто-карбонатных по-

род, которая, то включена в отложения иного состава, то располагается на месте своего образования и выражена растрескиванием литифицированных осадков. Последняя обычно скреплена корковыми строматолитами (рис. 1г), кремнеземом (рис. 1д) или кварцевым песком.

Обломочная составляющая в кремнисто-песчано-карбонатных разностях состоит из хорошо окатанного и сортированного кварцевого песка и гравия.

В верхней части подсветы полностью исчезает карбонатная примесь и появляются прослои и пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов, сидерит-анкеритовых, песчано-глинистых и глинисто-песчано-фосфатных (фосфоритовые конкреции) пород. Окатанность обломочного материала (кварц, редко полевой шпат) значительно хуже, чем в середине подсветы и нередко полностью отсутствует. В горизонтах переслаивания грубых несортированных песчаников и тонких аргиллитов, иногда галлуазитового и гибсит-галлуазитового состава, развита сложная волнистая (срезанная горизонтально - и волнисто-линзовидная, косо-волнистая) слоистость, обусловленная быстрой сменой во времени течений, волнений и периодов спокойной гидродинамики среды осадконакопления. Повсеместно в породах встречается однонаправленная и разнонаправленная косая слоистость, знаки перекрестной волноприбойной симметричной и асимметричной ряби течений. Размеры её сильно варьируют у симметричной $l_I = 9,5-10,5; 18-22$ см, индекс ряби 6-9, у асимметричной $l_I = 3-3,5; 6-7; 15-18$ см, $l_2 = 1,5-2; 3,5-4; 5-10$ см, индекс ряби 4,5-8; встречается крупная рябь с $l = 40-78$ см и индексом ряби 10-15.

Из описания пород средней подсветы видно, что образование их происходило в условиях резко отличных от таковых в раннеголоустенское время. При этом, наиболее важным фактором, определившим текстурный облик осадков, являлась сейсмическая активность региона, с которой связаны оползневые текстуры, брекчии взламывания, трещиноватость в уже литифицированных разностях (3). В первой половине среднеголоустенского времени бассейн был мелководным и изобилдовал мелкими островами, сложенными скальными карбонатными породами, возможно, органогенной природы. В отдельные периоды в него проникали временные водотоки, появлялись участки с периодическими осушениями и размывами.

Прогрессирующее обмеление бассейна к концу среднеголоустенского времени приводит к широкому распространению прибрежных отложений с сезонным характером осадконакопления грубых песков и тонких железисто-карбонатных и глинистых илов, значительную роль в образовании которых играли временные и постоянные течения.

С изменениями мощности, состава и фациальной принадлежности средняя подсвета прослеживается по всему Западному Прибайкалью. В районе р. Ср. Иликты - р. Бол. Лени изменения прежде всего касаются резкого обособления карбонатных разностей внизу, относимых здесь к нижней подсвете, и песчано-кварцевых -верху. Мелкие несогласия, зафиксированные на этом стратиграфическом уровне на междуречье Голоустной-Харгино (рис. 1б), в этом районе превращаются в хорошо выраженную поверхность размыва и карстования доломитов нижней пачки, выявленную и прослеженную автором от р. Ср. Иликты до р. Бол. Лени. Выше поверхности размыва залегает горизонт (до 60 м) перетолженных продуктов корн химического выветривания: марганцевых руд, высокоглиноземистых карбонатных, каолининовых, каолинит-гидроследистых и железисто-глинистых пород (10).

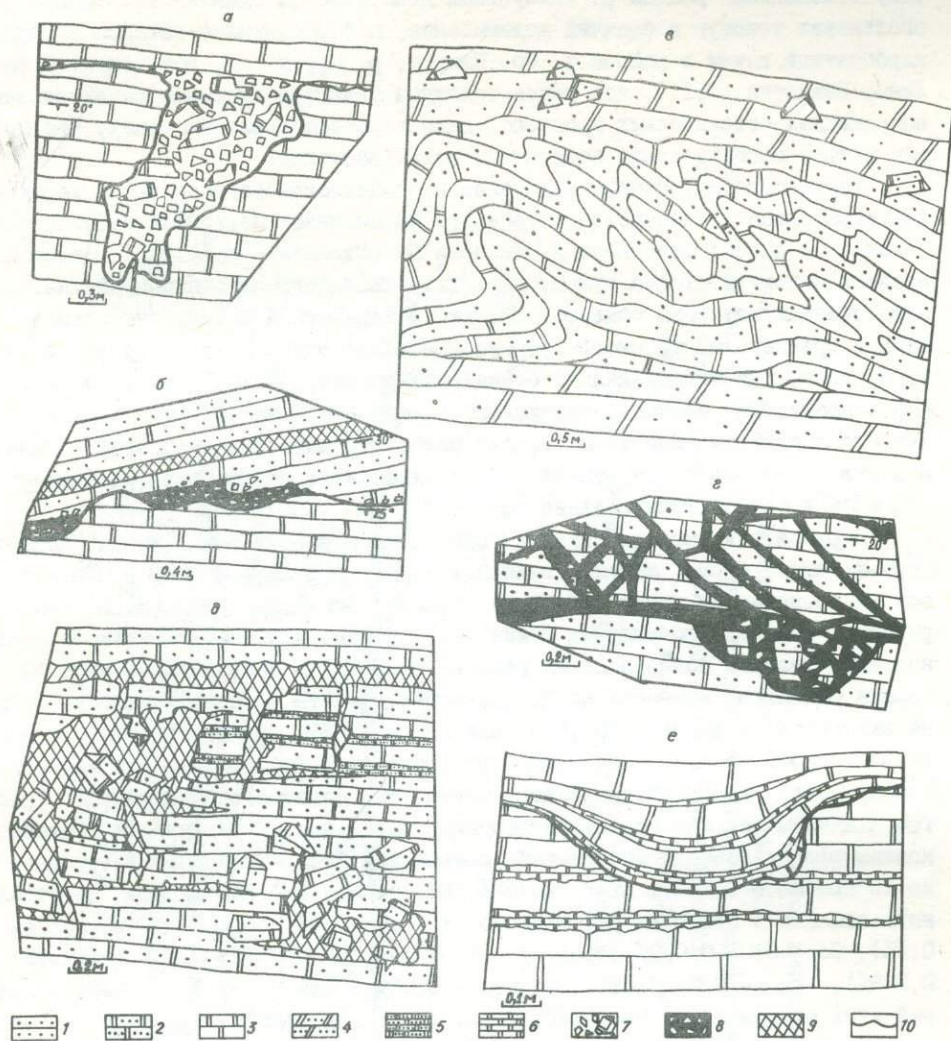


Рис. 1. Зарисовки текстур в обнажениях голоустенской и улунгуйской свит.

1 - Песчаники кварцевые, 2 - песчано-карбонатные породы, 3 - известняки, доломитовые известняки массивные и грубослоистые, 4 - песчанистые кремнисто-карбонатные породы, 5 - песчано-кремнисто-карбонатные породы тонко-микро-слоистые, 6 - известняки тонко-микро-слоистые, 7 - брекчия карбонатных пород, 8 - корковые строматолиты с брекжией карбонатных или песчано-карбонатных пород, 9 - кремнистые, кварцево-кремнистые породы, 10 - поверхность размыва, эрозии, карсты.

Одновозрастность нижней и верхней пачек здесь с аналогичными по составу отложениями района р. Голоустной доказывается одинаковыми типами оползневых текстур и брекчий взламывания, наблюдавшимися автором в верхах карбонатной пачки в районе р. Ср. Иликты, р. Курги, р. Бол. Аная, р. Бол. Лены. Известно (З, II), что такие текстуры являются надежным маркером единовременных сейсмических процессов даже в разнофациальных зонах, где другие методы сопоставления затруднены или невозможны.

Таким образом, осадконакопление в среднеголоустенское время характеризуется сносом существенно кварцевого обломочного материала с суши, расположенной в непосредственной близости от современного выхода отложений средней подсытки. Такой суши, вероятно, являлось островное поднятие, с образованием которого связано усиление сейсмической активности региона в начале среднеголоустенского времени. Оно было заложено в центральной части прогиба, где накапливалась байкальская серия осадков. В северо-восточном направлении, видимо, происходило расширение зоны поднятия и увеличение его амплитуды. При этом, слабая распространенность отложений нижней подсытки в районе р. Куртун-Бол. Лена, возможно, объясняется их частичным размывом в период формирования поднятия.

Верхняя подсытка начинается горизонтом пестроцветных (серых, черных, буро-красных, бурых, желтых, зеленых) пород. В 5 км к югу от р. Голоустной он представлен пачкой (5-10 м) переслаивания доломитов, сидерит-анкеритовых, высокоглиноземистых глинистых, песчано-карбонатно-глинистых разностей с мелкими поверхностями размыва (десятки - первые сотни метров) и телами бокситов (мощность до 1,5 м, протяженность по простиранию до 35 м) на закарстованной поверхности доломитов (рис. 2). Обычно бокситы представляют собой глинисто-дресвяную тонкогоризонтальнослоистую или массивную породу всегда нарушенную брекчированием, связанным с высыханием и растрескиванием первичного осадка (трещины высыхания). Структура их гелевая, колломорфная; состав гиббситовый, содержание TiO_2 - 0,12-0,48% (среднее по 20 пробам - 0,34%), Al_2O_3 до 52% (см. табл.). По данным спектрального анализа в бокситах установлено Ni - 0,05-0,3% (среднее по 20 пробам - 0,2%), Co - 0,03-0,003% (среднее - 0,015%), Cu - 0,003-0,03% (среднее - 0,009%), Zn - 0,01-0,06% (среднее - 0,03%), что в 3-100 раз выше значений этих элементов во вмещающих разностях. Повышенными содержаниями этих же элементов (в 2-3 раза ниже по сравнению с бокситами) характеризуются сидерит-анкеритовые породы (рис. 2, табл. I).

Бокситы содержат значительную примесь обломков кварца (10). Кремнезем кварца из расчета кремневого модуля следует исключать. В таком случае, качество бокситов может считаться высоким, а аллиты перейдут в разряд бокситов.

В северо-восточном направлении роль высокоглиноземистых глинистых осадков горизонта увеличивается.

Обломочная часть пестрого горизонта представлена неокатанным, несортированным кварцевым песком; первичные текстуры - тонкой (до микро-) горизонтальной и волнистой слоистостью, обусловленной чередованием отложений разного минералогического и (или) гранулометрического состава. На поверхностях наслаения песчано-глинистых разностей встречаются трещины усыхания, "барханчиковые" (язычковые) знаки ряби с параметрами $l_1 = 4,5-5$ см, $l_2 = 3-3,5$ см и индексом ряби 3-5.

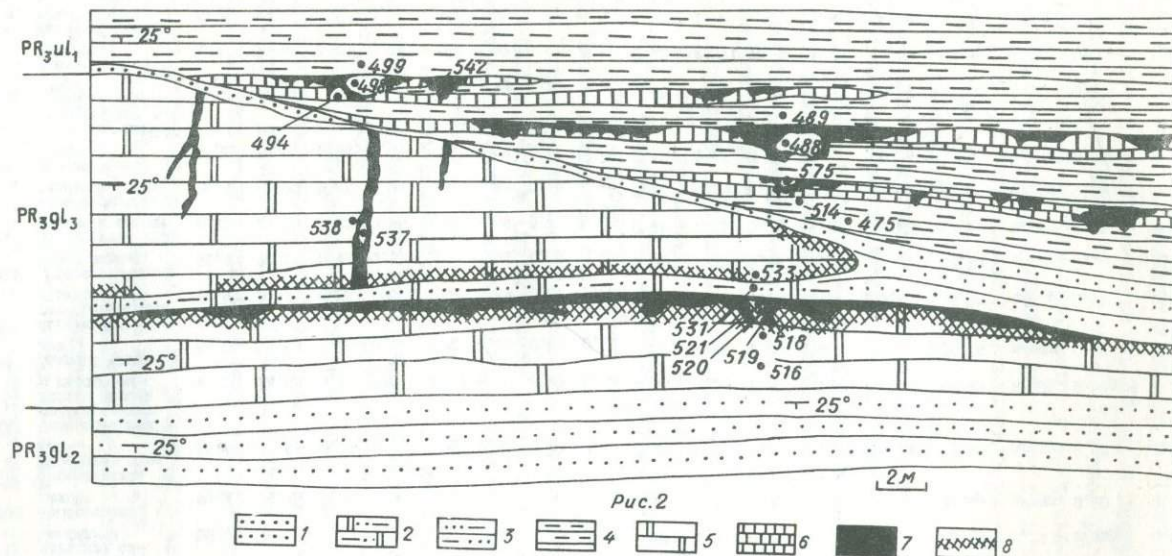


Рис. 2. Зарисовка обнажения по берегу оз. Байкал в 5 км к югу от пос. Бол. Голоустное.
 1. Кварцевые песчаники мелко-крупнозернистые гравелитистые глинистые. 2. Карбонатно-глинисто-песчаные породы. 3. Глинисто-песчаные породы. 4. Аргиллиты пестроцветные. 5. Известковистые доломиты онколитовые, брекчиевые, биостромовые. 6. Сидерит-анкеритовые известковные доломиты. 7. Бокситы. 8. Зона анкеритизированных известковых доломитов.

Химический состав бокситов и вмещающих их пород в обнажении по берегу оз. Байкал, %

Т а б л и ц а I

№ проб по рис. 2	Порода												Т а б л и ц а I						
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O	CaO	MgO	n.n.n.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SO ₃	CO ₂			
499	Черный тонко-слоистый аргиллит (сланец)	57,30	22,50	1,05	1,44	5,81	4,51	1,15	0,01	0,05	0,20	0,88	5,52	100,42	25,44	н/опр.	н/опр.	0,33	н/опр.
542	Брекчия аргиллита в боксите	55,31	25,97	1,22	0,79	2,74	4,95	0,99	0,16	0,04	0,30	0,96	5,93	99,38	н/опр.	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,28
498	Песчанистая бокситизированная глинисто-железистая порода	41,84	34,85	0,48	0,18	3,04	2,65	0,55	0,03	0,16	0,55	0,59	15,00	99,88	23,73	н/опр.	н/опр.	1,12	н/опр.
494	Известковый анкеритовый доломит	13,26	3,44	н/опр.	н/опр.	19,24	0,65	0,18	0,31	0,07	17,90	13,68	31,24	99,97	н/опр.	н/опр.	н/опр.	0,08	н/опр.
489	Темнозеленый аргиллит окремненный	50,67	28,88	0,42	0,32	1,31	2,28	0,62	0,01	0,19	0,91	0,79	12,92	99,32	33,19	0,23	н/опр.	0,93	н/опр.
488	Гиббситовый боксит	7,44	51,18	0,30	0,66	0,78	0,11	0,07	0,04	0,14	1,72	1,50	35,62	99,56	н/опр.	н/опр.	0,20	1,12	4,20
515	Окремненный гиббситов. боксит	15,55	47,80	0,43	0,86	0,78	0,36	0,04	0,05	0,25	0,88	1,25	31,59	99,84	7,41	н/опр.	0,37	0,54	0,75
514	Окварцованная железисто-глинистая порода с гиббситом	47,00	24,56	0,49	0,03	10,64	2,25	0,42	0,58	0,10	1,66	1,20	11,32	100,22	26,86	н/опр.	н/опр.	0,19	н/опр.
475	Зеленый аргиллит	55,30	19,58	1,20	0,86	9,72	4,25	0,52	0,36	0,07	0,80	1,26	5,58	99,50	19,16	н/опр.	0,16	0,18	1,45
533	Песчаный анкерит-доломитовый известняк	28,00	5,01	0,55	0,03	8,56	0,67	0,07	0,31	0,17	17,30	10,43	28,80	99,87	23,34	н/опр.	0,17	0,03	27,18
531	Карбонатно-песчаная порода	52,40	3,02	0,41	0,87	2,10	1,01	0,06	0,08	0,09	12,38	8,16	19,24	99,82	35,68	н/опр.	0,15	0,03	17,57
521	Песчаный гиббситовый боксит	8,82	52,00	0,39	0,45	4,55	0,69	0,19	0,06	0,18	0,15	0,98	31,08	99,55	н/опр.	н/опр.	0,18	0,56	1,11
520	Гиббситовый песчаный боксит	16,02	40,90	0,45	0,70	9,62	0,32	0,20	0,14	0,12	0,95	0,72	29,46	99,60	6,06	н/опр.	0,23	0,32	1,11
519	Гиббситовый боксит	15,21	45,78	0,44	0,84	3,86	0,82	0,21	0,09	0,18	1,01	0,95	30,37	99,76	1,65	н/опр.	0,20	0,38	1,11
518	Глинистая карбонатно-железистая порода с гиббситом	20,22	16,10	0,60	0,03	30,07	0,42	0,10	1,12	0,15	4,55	4,04	22,40	99,77	11,16	7,51	0,25	0,08	5,88
516	Известковый доломит	5,40	2,54	0,10	0,72	1,88	0,07	0,07	0,13	0,02	26,71	16,92	44,96	99,52	н/опр.	н/опр.	0,03	0,01	46,08
537	Песчаный гиббситовый боксит	10,40	48,22	0,36	0,48	3,92	0,28	0,09	0,06	0,24	1,28	2,06	32,18	99,58	н/опр.	н/опр.	0,22	0,28	1,17
538	Известковый доломит	1,70	2,40	0,28	0,14	1,62	0,19	1,32	0,09	0,07	29,78	16,42	45,81	99,87	н/опр.	н/опр.	0,21	0,02	46,08

Вверх пестроцветный горизонт сменяется пачкой черных, часто битуминозных, карбонатно-глинистых и карбонатных тонкогоризонтальнослоистых пород, иногда с мелкими (5-10 см) складками оползания. Выше (через переслаивание) пачка замещается серыми известковыми доломитами с онколитовой, строматолитовой, линзовиднослоистой текстурами, которые в сочетании с брекчией, пористостью, тонкой горизонтальной, волнистой и косой пологонаклонной (10-15°) слоистостью образуют большой набор их типов.

По распространенности породы с брекчией составляют 20-40%.

Мощность пачки доломитов к югу от р. Голоустной 5-25 м. К северо-востоку мощность ее увеличивается до 200 м, а пестроцветного горизонта в ее основании - до 30-50 м. В районе р. Харгино- р. Куркера он сложен желтыми и вишнево-красными аргиллитами часто с примесью неокатанного разнозернистого кварцевого песка и гравия в виде гнезд, линз, прослоев. Существенную роль среди них играют высокоглиноземистые разности. В районе пади Ср. Хомуты разрез представлен (снизу):

Голоустенская свита. Средняя подсвита.

1. Кварцевые песчаники и гравелиты с тонкими (доли мм) прослойками глинистых пород в верхней части - 30-50 м.

2. Кварцевые грубозернистые песчаники тонко переслаивающиеся (1-5 мм) с бурными и вишнево-красными гелевыми галлуазитовыми аргиллитами - 3-4 м.

Поверхность размыта.

Верхняя подсвита.

1. Гиббсит-галлуазитовые породы - II м. Содержание Al_2O_3 - 24-49%, SiO_2 - 23-40%, кремневый модуль - 0,6-2,2. Наблюдается увеличение кремневого модуля и содержания глинозема вверх по разрезу. В верхней части интервала породы содержат Al_2O_3 - 49%, SiO_2 - 24%.

2. Глыбы доломитов - 4 м.

3. Темно-серые слабобитуминозные тонкогоризонтальнослоистые карбонатные породы на 15-20 м (по мощности) через переслаивание замещаются светло-серыми брекчиевыми, водорослевыми, иногда слоистыми известковыми доломитами - 80-90 м.

Как видно из описания, пестрый горизонт верхней подсвиты в районе р. Голоустной образовался в условиях мелководья. В междуречье Ср. Хомутов - Харгино происходит замещение этих отложений высокоглиноземистыми осадками, вероятно, внутренней рифтовой лагуны. При этом, в связи с увеличением мощности рифогенных доломитов далее к северо-востоку можно предполагать некоторое удаление их от береговой линии и еще большее уменьшение роли терригенной составляющей, а значит улучшения качества возможных бокситов.

Улунтуйская свита залегает на размытой и закарстованной поверхности доломитов голоустенской свиты и делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя (80-1800 м) - начинается базальным пестроцветным (белый, буро-красный, бурый, зеленый) горизонтом (10-40 м), сложенным песчаниками, гравелитами с мелкой галькой, песчано-глинистыми породами с брекчией гиббситовых бокситов, каолинит-гидрослюдистыми и гиббсит-каолинитовыми аргиллитами, водорослевыми известняками, железисто-глинистыми, сидерит-анкеритовыми разностями с линзами и гнездами бокситов на их закарстованной поверхности. Мощность тел бокситов до 1,5 м, протяженность по простиранию до 10 м. Среди них обнаружена невыветрелая пластинчатая брекчия низележащих аргиллитов (рис. 2, табл. I - проба 542).

Минеральный состав, содержание основных компонентов (Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , Ni , Co и др.), структуры и текстуры, морфология тел и условия залегания бокситов и сидерит-анкеритовых пород аналогичны таковым в основании верхней подсвиты голоустенской свиты,

Породы базального горизонта улунтуйской свиты характеризуются плохой окатанностью и сортировкой обломочного материала. Первичные текстуры в них представлены горизонтальной и пологоволнистой слоистостью, обусловленной чередованием осадков разного цвета, минерального и (или) гранулометрического состава. Повсеместно встречаются разности горизонтально- и волнистолинзовидной перемежаемости тонких железисто-глинистых (иногда с гиббситом) аргиллитов и грубых песков. На поверхностях наслоения наблюдаются отпечатки капель дождя, трещины усыхания, знаки перекрестной, волно-прибойной симметричной и асимметричной ряби течений с длиной волны от 5 до 75 см и индексом ряби 5-9.

Образование горизонта связано с началом трансгрессии, сносом постоянными и временными потоками продуктов разрушения с островного поднятия и отложением их в прибрежной (морской и континентальной) части бассейна. При этом, к югу от р. Голоустной фациальный состав осадков наиболее близок нижним слоям верхней и верхним слоям средней подсвиты голоустенской свиты, что обусловлено выклиниванием рифогенных образований и, вероятно, замещением их придельтовыми фациями на юго-западном борту байкальского прогиба.

Вверх происходит постепенное замещение грубых разностей пестроцветного горизонта тонкими. Одновременно цвет пород меняется на темно-серый и темно-зеленый. Появляются прослои глинисто-тальковых отложений. Еще выше залегает пачка талько-карбонатных пород черного цвета с многочисленными гнездами и линзовидно-пластовыми конкрециями кремнезема.

Образование этих осадков происходило в условиях уменьшения сноса грубого обломочного материала с островного поднятия, что, вероятно, связано с постепенным его затоплением. В подводных депрессиях накапливались илы с высоким содержанием магнезия, кремнезема и органического вещества.

Верхняя половина нижней подсвиты сложена алевроито-глинистыми и песчано-алевритовыми сланцами, которые характеризуются хорошей сортировкой и тонкой ритмичной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев с разным гранулометрическим составом. Слоевые швы хорошо выражены и отделены присыпкой слюды. Развита тонкая однонаправленная косая слоистость с ровными или слегка выполаживающимися к низу слойками. Мощность серий 0,5-2 см, наклон слойков $10-25^\circ$. Иногда встречаются "колобки" мелкозернистых песчаников среди алевроитовых разностей,

Накопление этих осадков связано со сносом обломочного материала с суши, расположенной в 40-70 км от современного выхода верхнепротерозойских пород, и отложением его в умеренно-глубоководных условиях с подвидными течениями одного направления, что, вероятно, обусловлено дальнейшим развитием трансгрессии и образованием ложбин вдоль затопленного поднятия.

К концу раннеулунтуйского времени начинается новый этап регрессивного развития, выраженного в появлении кварцевых песчаников и гравелитов, иногда брекчии глинисто-песчано-алевритовых пород.

Верхняя подсвита имеет мощность 150-800 м и сложена известняками серого и черного цвета. В основании и в середине ее прослеживаются горизонты

(до 60 м) массивных и тонкогоризонтальнослоистых пестроцветных карбонатно-глинистых пород и красноцветных глин. Среди них встречаются брекчии известняков (часто вместе с полуокатанными обломками песчаников и аргиллитов) с буро-красным глинистым цементом (содержание Al_2O_3 до 30%, кремневый модуль до 0,8), завершённые и незавершённые полигоны трещин усыхания, заполненные красным глинистым материалом, мелкие поверхности карста, на которых залегают пестрые (бурые, желтые, красные) аргиллиты. Исследование минерального состава нескольких проб из глин нижнего горизонта показало присутствие аллофана и гауллуазита, а в одной пробе установлен гиббсит.

Вверх по разрезу пестроцветные горизонты замещаются серыми известняками, наиболее распространенной текстурой среди которых является брекчиевая. Брекчией сложены то отдельные слои, гнезда и лизны среди других разновидностей, то она входит в состав брекчиево-онколито-строматолитовых пород. По распространенности отложения с брекчией составляет 60-80% серых известняков. В мелкообломочных осадках встречаются текстуры заполнения микрорельефа дна бассейна (рис. 1, е) и волнистая слоистость асимметричной ряби с параметрами $l_1 = 14-15$ см, $l_2 = 6-7$ см и индексом ряби 5-8. Отдельные горизонты сложены онколитовыми и строматолитовыми разностями.

Среди черных, часто битуминозных известняков распространены строма-толитовые, массивные, тонкогоризонтально- и линзовиднослоистые текстуры.

Образование отложений верхней подсвиты связано с областью развития рифа. При этом, серые известняки накапливались в центральной его части и на внешнем склоне, черные - в несколько удаленном в сторону открытого моря районе.

На известняках улунтуйской свиты залегают сланцы качергатской свиты, образовавшиеся в умеренно-глубоководных условиях. Разрез их начинается пестроцветными тонкослоистыми карбонатно-глинистыми и красноцветными глинистыми отложениями, горизонтально- и косослоистыми зелеными песчаниками и гравелитами с галькой кварца и черных аргиллитов. В устье р. Бол. Черемшанка на ее правом берегу среди пород этого горизонта автором обнаружены красные и желтые брекчиевидные и песчаниковидные окремненные аллофан-гиббситовые образования с содержанием $Al_2O_3 - 32\%$, $SiO_2 - 30\%$. Видимая мощность их - 1 м.

Интересно отметить, что в Присаянье на этом же стратиграфическом уровне в основании оседковой свиты отмечены диаспор-каолинитовые отложения (9).

Из приведенных данных следует, что в формировании байкальской серии было несколько чередующихся трансгрессивных и регрессивных этапов осадко-накопления. Наиболее важным из них был среднеголоустенский, с которым связано возникновение островного поднятия, заложенного в центральной части байкальского прогиба и игравшего важную роль в образовании и распределении фациальных типов осадков в позднеголоустенское и улунтуйское время. С периодами медленного трансгрессивного развития связано рифообразование, а во время быстрых трансгрессий или регрессий рост органогенных построек, видимо, не успевал за погружением земной коры или подавлялся обломочным материалом, поступающим с поднятия. Это и определило положение карбонатных пород в разрезе между терригенными разностями. При этом, каждой трансгрессии, вероятно, предшествовал размыв, а начиналась она накоплением

озерно-лагунных пестрых (по минеральному, литологическому, гранулометрическому составу, цвету, структурам и текстурам) осадков, важную роль среди которых играли высокоглиноземистые глинистые, железисто-карбонатные и глинисто-карбонатные разности.

На основании повышенного содержания CO_2 в докембрийской атмосфере многие авторы в настоящее время склоняются к мысли о принципиально ином (кислом) характере выветривания (6,7) и более высокой подвижности алюминия (12) в верхнепротерозойское время. Так В.А. Броневым (5) предложена схема образования бокситов в результате переноса глинозема в истинных и коллоидных растворах экзо- и (или) эндогенного происхождения с pH 2-2,5 и выпадением его в осадок при резком перепаде pH до 5-5,5. Вероятно, такая обстановка могла существовать в условиях высокого щелочного резерва на поверхности карстующихся известняков (4) или в лагунах со значительным количеством растворенного Ca и Mg.

Анализ геологических материалов показывает, что такие условия, видимо, имели место при накоплении пестроцветных горизонтов байкальской серии. При этом, развитие рифов обуславливало образование прибрежных озер и лагун, где формировались осадки из истинных и коллоидных растворов кальция, магния, железа, алюминия и кремния, а так же терригенного (кварцевого) материала, поставлявшегося с близлежащего поднятия.

Таким образом, каждый этап рифогенного карбонатакопления начинался и заканчивался потенциально бокситоносными отложениями, наиболее изученными из которых являются породы горизонта, залегающего в основании верхней подсвиты голоустенской свиты.

Анализ полученного материала позволяет заключить, что докембрийские бокситы имеют осадочный генезис. На это указывает: 1) Высокое содержание Al_2O_3 (до 54%) и терригенная примесь. 2) Приуроченность высокоглиноземистых пород к прибрежным фациям и залегание на размтой поверхности известковых доломитов и песчаников. 3) Расположение бокситоносных пород на пяти стратиграфических уровнях, прослеженных на десятки и сотни километров. 4) Присутствие осадочных текстур.

Литература

1. Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Осадконакопление в позднем докембрии. - В кн.: Геология докембрия, Ленинград, "Наука", 1972; с. 17-23.

2. Акульшина Е.П., Гелецян Г.Г., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Литологические и палеонтологические критерии палеогеографических реконструкций рифея Сибирской платформы. Тр. ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1973, в. 169, с. 35-47.

3. Бакланова Л.С. Подводные оползни как индикаторы тектонических процессов (на примере Южного Приморья). Тр. Всес. нефт. и-и. геологоразвед. ин-та, 1971, в. 292, с. 357-363.

4. Бгатов В.И. Карбонатные породы и бокситы. Тр. СНИИГГИМС. 1973, в. 170, с. 3-13.

5. Бронева В.А. Теоретическая модель гумидного выветривания и некоторые вопросы бокситообразования. В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., "Наука", 1974, с.307-317.

6. Казанский Ю.П. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее.- В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 39-41.

7. Казанский Ю.П. К истории осадконакопления и о месте в ней рифейского седиментогенеза. В кн.: Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 149-156.

8. Казанский Ю.П., Ивановская А.В. К методике определения континентальных отложений в позднем докембрии.- В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука", 1974, с. 102-106.

9. Коноплев С.П. Глинистые минералы в отложениях карагасской и оселковой серии Присаянья.- В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на Юге Сиб. платформы. Иркутск, 1971, с. 101-109.

10. Маслов В.К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье). Геология и геофизика. 1974, № II, с. 44-50.

11. Микуленко К.И. Значение подводно-оползневых образований для корреляции разрезов осадочных толщ (на примере районов Сев. Кавказа и Зап. Сибири). В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ. Новосибирск, "Наука", 1972, с. 52-56.

12. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. т. II. М., "Наука", 1962, с. 186-205.

13. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшкин М.С., Бутаков Е.П.. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. М., "Наука" 1972, с. 105-195.

Предисловие	3
Казанский Ю.П. Автохтонные компоненты континентальных осадков как критерии для расшифровки происхождения осадочных толщ (на примере палеозойских и докембрийских отложений)	5
Перозио Г.Н., Белобородова Г.В. Изучение термолуминисценции карбонатных пород верхнего протерозоя и кембрия Туруханского района и Западного Прианабарья	17
Авдеевский А.В., Акульшина Е.П., Березий А.Е., Ивановская А.В., Кириченко А.В., Лисин В.А., Писарева Г.М., Саванович Л.Г., Сараев С.В., Ушакова А.И., Шибистов Б.В., Яржаев К.Ш. Литологическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа	36
Советов Ю.К., Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Писарева Г.М. Строение разреза, состав и условия накопления отложений юдомо-ского комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа	82
Илюхин Л.Н. Литология верхнепротерозойских песчаников юго-восточной окраины Сибирской платформы	103
Килина Л.И., Мельников Н.В. Основные черты накопления доломитовых толщ нижнего и среднего кембрия Тураханского района	III
Дымкин В.А. Морфологические особенности выделения кремнезема в карбонатных и сульфатных толщах верхнего рифея и венда (бассейн р. Котуй)	II8
Акульшина Е.П., Москвин В.И., Петров В.Г., Писарева Г.М. Рассеянное органическое и глинистое вещество сланцев рифея юго-восточной части Енисейского кряжа	I22
Акульшина Е.П., Гонцов А.А., Москвин В.И., Писарева Г.М. Об органическом и глинистом веществе в силурийских породах предгорий Алайского хребта	I36
Маркова Л.Г. К вопросу об этапности накопления органического вещества различной степени дисперсности в ордовикско-силурийских отложениях Тунгусской синеклизы	I42
Соколов П.Н., Матухин Р.Г. К литологической характеристике среднедевонских соленосных отложений бассейна р. Имангды (северо-запад Сибирской платформы)	I45
Дивина Т.А., Матухин Р.Г. Литологические особенности и стронциенность верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Пясинской и Кета-Ирбинской площадей (северо-запад Сибирской платформы)	I53
Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. О задачах литологических исследований в связи с разработкой стратиграфических схем среднего палеозоя северо-запада Сибирской платформы	I62
Ушакова А.И., Пустыльников А.М. Распределение стронция и бария в карбонатных породах среднего и верхнего рифея юго-восточной части Енисейского кряжа	I73
Сараев С.В. Петрографическая характеристика и реконструкция первичного состава вмещающих пород архейских железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья	I76

	Стр.
Петров В.Г. Золотоносность докембрийских формаций Енисейского кряжа	189
Маслов В.К. Фацциально-палеогеографические условия осадконакопления и бокситоносность байкальской серии (Западное Прибайкалье)...	204

УДК 552.5:551.71 (73)

Автохтонные компоненты континентальных осадков как критерии для расшифровки происхождения осадочных толщ /на примере палеозойских и докембрийских отложений/. Казанский Ю.П. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975 с.5-17.

Среди континентальных осадков различаются автохтонные, отражающие ландшафтно-климатические обстановки, и аллохтонные, транзитные образования. Автохтонные осадки, такие как аллиты, железные руды, угли, соли, в средне- и позднепалеозойское время формировались в условиях, близких к современным, хотя в ряде случаев отмечаются отличия в физико-химических и климатических обстановках. Пустынные ландшафты додевонского времени существенно отличны от современных. Библиогр. назв. 30.

УДК 535.37:553.55 (571.511+571.51)

Изучение термолуминисценции карбонатных пород верхнего протерозоя и кембрия Туруханского района и Западного Прианбарья. Перозио Г.Н., Белобородов Г.В. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 17-36

Впервые для данных районов приводятся материалы о природной термолуминисценции известняков и доломитов разного генезиса. Рассматриваются типы кривых термолуминисценции, а также влияние на термолуминисценцию вторичных процессов (кальцитизации, доломитизации, сульфатизации) и геостатического давления. Полученные материалы позволяют судить о преобразовании карбонатных пород. Иллюстр. 11, табл. 3, библиогр. названий 22.

УДК /552.12+551.8/ + 551.72:571.51

Литологическая характеристика и условия накопления верхнедокембрийских осадочных толщ Енисейского кряжа. Авдеевский А.В., Акульшина Е.П., Березий А.Е., Ивановская А.В., Кириченко А.В., Лисин В.А., Писарева Г.М., Саванович Л.Г., Сараев С.В., Ушакова А.И., Шибистов Б.В., Яркаев К.Ш. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 36-82

Проведено петрографическое, химическое и минералогическое изучение рифейских пород и их глинистой составляющей различных структурно-фациальных зон Енисейского кряжа. На основании исследования глинистого вещества сделаны выводы об условиях осадконакопления, климате, характере вторичных преобразований и интенсивности химического выветривания в области денудации. Иллюстр. 1, табл. 18, библиогр. названий 2.

УДК /551.12 + 551.8/ + 551.72: 571.51

Строение разреза, состав и условия накопления отложений пдомского комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа. Советов Ю.К., Акулышина Е.П., Ивановская А.В., Писарева Г.М. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 82-103

Рассматривается строение разреза пдомского комплекса на р. Ангаре в ядре Гребенской антиклинали. Исследован минеральный состав терригенных пород и глинистых минералов. Впервые выделены типы песчаников, прослежено распределение рядов песчаников и ассоциаций глинистых минералов в вертикальном разрезе, установлена их связь с условиями осадконакопления, соленостью вод, характером выветривания и климатом на континенте. Делается вывод о тесной взаимосвязи хода осадочного процесса на юго-востоке Енисейского кряжа и соседних районов Сибирской платформы. Иллюстр. 3, табл. 4, библиографических названий 18.

УДК /552.5 + 551.75): 571.56

Литология верхнепротерозойских песчаников юго-восточной окраины Сибирской платформы. Илюхин Л.Н. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 103-111.

Изложены результаты литолого-петрофизических исследований верхнепротерозойских песчаников, образующих отдельные толщи осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы. Выделены следующие типы песчаных пород: кварцевые, полевошпатово-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые. Древние терригенные толщи характеризуются большим разнообразием обломочного материала, плохой сортировкой и окатанностью. Источником сноса являлись гранитоидные породы южных и восточных районов близких от бассейна осадконакопления. Относительно хорошая сортировка отдельных слоев свидетельствует о значительной транспортировке, а так же перераспределении ранее образованных терригенных пород. Табл. 3, рис. 1, библиографических названий 6.

УДК 552.543:551.732,3 (571.51-16)

Основные черты накопления доломитовых толщ нижнего и среднего кембрия Туруханского района. Килина Л.И., Мельников Н.В. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 111-118.

По преобладанию микрозернистых доломитов, парагенезису их с сульфатами и галитом сделан вывод об образовании доломитовых толщ в морском бассейне с повышенной соленостью вод. Широкое развитие строматолитовых образований, знаки ряби, трещины усыхания свидетельствуют о мелководности бассейна. Источник сноса находился к востоку от Туруханского района и был достаточно удален от него. Иллюстр. 1, библиографических названий 18.

УДК 549.514.5+551.72

Морфологические особенности выделений кремнезема в карбонатных и сульфатных толщах верхнего рифея и венда (бассейн р. Котуй). Дымкин В.А. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975 г., с. 118-122.

В статье описан ряд морфологических типов выделений кремнистого вещества. Показана их разновозрастность и возможные условия формирования. Библиографических названий 4.

552.5 /571.51/ + 551.72

Рассеянное органическое и глинистое вещество сланцев рифея юго-восточной части Енисейского края. Акульшина Е.П., Москвин В.И., Петров В.Г., Писарева Г.М. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 122-136

В глинистых сланцах шунтарской, потоскуйской, погорюйской, удерейской, горбилоской, кординской и пенченгинской свит рассеянное органическое вещество относится к сапропелевому типу. Возможно, что часть ОБ шунтарской и удерейской свит представлена гумусовым детритом. Химический и минералогический состав глинистого вещества сланцев в пределах от шунтарской до кординской свит в среднем постоянен. В пенченгинской свите происходит существенное его изменение вследствие постседиментационных изменений, достигающих стадии метаморфизма. Накопление глинистых сланцев происходило в прибрежно-морских бассейнах. Иллюстр. 3, табл. 2, библиографических названий 11.

УДК 551.3+0.51:552.57

Об органическом и глинистом веществе в силурийских породах предгорий Алайского хребта. Акульшина Е.П., Гонцов А.А., Москвин В.И., Писарева Г.М. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 136-142

Показано, что концентрированное органическое вещество силурийских отложений не может быть отнесено к гумусовому, по природе своей оно ближе битуму переходного типа от керита к антраксолиту. Обстановка осадконакопления, выявленная по составу глинистого вещества, вероятно была благоприятной для накопления сапропелевого ОБ. Иллюстр. 2, табл. 3, библиографических названий 7.

УДК 550.4:547.9:551.733/3 (571.51)

К вопросу об этапности накопления органического вещества различной степени дисперсности в ордовикско-силурийских отложениях Тунгусской синеклизы. Маркова Л.Г. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 142-145

Проанализирован характер взаимосвязи между содержанием органического

вещества ($C_{орг}$) (в % на породу) и железа обломочного ($Fe_{обл.}$) (в % на $Fe_{вал.}$) и высказано предположение о том, что в регрессивные этапы циклов осадконакопления органическое вещество (ОВ) поступает в осадок преимущественно в детритной форме, а в трансгрессивные этапы преобладает растворенная форма поступления ОВ в осадок. Иллюстр. I, библиографических названий 7.

УДК 552.53 (57I.I)

К литологической характеристике среднедевонских соленосных отложений бассейна р. Имангды (северо-запад Сибирской платформы). Соколов П.Н., Матухин Р.Г. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 145-153

Впервые дается характеристика соленосных отложений среднего девона (мантуровская свита), вскрытых в 1974 г. скважиной ИС-13. Приводится сопоставление литолого-геохимических особенностей солевых залежей Имангдинской и, расположенной к северу от неё, Микчандинской площадей. Предполагается наличие калийных солей в зонах конседиментационных впадин на территории Хатангского прогиба. Илл. 2, табл. I, библиографическое назв. 3.

УДК 553.688.2:55I.734.5/.735.I(57I-I6)

Литологические особенности и стронциенность верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Пясинской и Кета-Ирбинской площадей (северо-запад Сибирской платформы). Дивина Т.А., Матухин Р.Г. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 153-162

Статья представляет первое детальное петрографическое описание отложений верхнего девона и нижнего карбона, вскрытых буровыми скважинами в крайней северо-западной части Сибирской платформы. Установлены проявления целестиновой минерализации, прослежены особенности распределения стронция по типам пород в фациальных профилях. Илл. 3, библиографическое назв. 4.

УДК 552.143:55I.734/.735 (57I.5I-I6)

О задачах литологических исследований в связи с разработкой стратиграфических схем среднего палеозоя северо-запада Сибирской платформы. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 162-173

Обсуждаются задачи дальнейшей разработки стратиграфических схем среднепалеозойских отложений северо-запада Сибирской платформы. Главной проблемой остается уточнение возраста и палеонтологических характеристик региональных и местных подразделений девона и нижнего карбона. Предлагается выделить фокинский региональный горизонт для верхней части верхнедевонского разреза. Впервые выяснено соотношение джалтулинской и фатьяниковской свит карбона. Охарактеризована важная роль литологических и историко-геологических методов корреляции разрезов. Библиографическое назв. 7.

УДК 552.54:550.4 (57I.5I)

Распределение стронция и бария в карбонатных породах рифея юго-востока Енисейского края. Ушакова А.И., Пустыльников А.М. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 173-176

В статье рассматривается вопрос распределения стронция и бария в карбонатных породах различного состава: доломитах, известняках, глинистых доломитах и глинистых известняках. Установлено, что содержание стронция и бария в карбонатных породах этого района не зависит от солености бассейна седиментации, основным поставщиком этих элементов является континент. Иллюстр. 1, библиогр. названий 3.

УДК 552.43 (57I.53)

Петрографическая характеристика и реконструкция первичного состава вмещающих пород архейских железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья. Сараев С.В. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 176-189

В статье рассматривается петрография основных кристаллических сланцев жидойской свиты архея Юго-Западного Прибайкалья, вмещающих прослои магнетитовых кварцитов. Проанализированы геологические, петрохимические и геохимические признаки, используемые для определения первичной природы метаморфизованных пород. Делается вывод о вулканогенно-осадочном происхождении дометаморфических аналогов основных кристаллических сланцев. Иллюстр. 2, табл. 5, библиогр. назв. 16.

УДК 552.5I + 553.277 + 553.4II (57I.5I)

Золотоносность докембрийских осадочных формаций Енисейского края. Петров В.Г. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири". Изд-во "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1975, с. 189-204

На основе систематического и детального опробования разреза докембрийских отложений Енисейского края на золото (шаг опробования 1-20 м, отобрано более 5000 проб) и анализа проб пробирным методом повышенной чувствительности (до 0,004 г/т) установлено неравномерное распределение золота в разрезе верхнего докембрия, и его преимущественная концентрация в 6 стратиграфических уровнях, соответствующих пенчугинской, кординской, удерейской, погорьской, потоскуйской и шунтарской свитам, а также строящаяся зависимость уровня золотоносности отложений (от 0,01 до 1,0 г/т) от типа литолого-фациальных обстановок осадконакопления прошлого. Характер распределения золота в докембрийских отложениях Енисейского края указывает на осадочное происхождение его концентраций. В течение всей длительной истории докембрийского осадконакопления золото в силу своих геохимических особенностей в осадочном процессе давало лишь два типа концентраций: 1) кластогенные россыпи, 2) хемогенно-сорбционные (черные сланцы фа-

ции сероводородного заражения), т.е. те же типы концентраций, которые известны в более поздних и современных осадках. Иллюстр. 5, библиогр. назв. 9.

Фациально-палеогеографические условия осадконакопления и бокситоносность байкальской серии (Западное Прибайкалье). Маслов В.К. В сб.: "Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири", Новосибирск, 1975, с. 204-217

Существует мнение об отсутствии бокситов в байкальской серии (снизу: голоустенская, улунтуйская, качергатская свиты). В последние годы автором выявлены железисто-глинистые, высокоглиноземистые породы и бокситы, приуроченные к пестроцветным отложениям, расположенным на пяти стратиграфических уровнях. Происхождение их некоторыми авторами связывается с мезопалеогеновой латеритной корой выветривания. На основании анализа фациально-палеогеографических условий осадконакопления доказывается образование их в озерно-лагунной обстановке, связанной с областью развития органогенных (рифовых) построек и островной суши, периодически возникавшей в голоустенское и улунтуйское время. Приводятся данные о накоплении высокоглиноземистых пород и бокситов из истинных и коллоидных растворов, что обусловлено кислым типом выветривания и высокой подвижностью алюминия в верхнепротерозойское время. Иллюстр. 2, табл. I, библиогр. названий 13.

Технический редактор Л.А. Панина

Подписано к печати 4.XII.1975 г. МН 03241.
Бумага 70x108/16. 14 печ.л., 19,6 + 1 вкл. усл.печ.л., 19,0 уч.-изд.л.
Тираж 500. Заказ 1. Цена 1 р. 30 коп.

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

Цена 1 руб. 30 коп.

1943