

ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

· НОВОСИБИРСК 1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ОСАДОЧНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Выпуск 1

СОСТАВ И ГЕНЕЗИС РУДОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1990

Осадочное рудообразование. Вып. I. Состав и генезис рудоносных осадочных толщ Сибири: Сб. научн. тр. Отв. редакторы Ю.Н. Занин, М.П. Мазуров. Новосибирск, 1990. 144 с.

В сборнике приведены материалы по различным аспектам состава и условий образования рудовмещающих осадочных отложений Сибири — особенностям накопления рудогенных элементов в глинистом веществе, закономерностям формирования и размещения плотиковых россыпей золота в долинах рек горных стран, по металлоносным рифейским толщам Енисейского края, мезозойским алмазонасным отложениям Якутии, фосфоритам кембрия северо-востока Сибирской платформы и Сарминского месторождения Прибайкалья.

Для литологов и специалистов в области металлических (золото, колчеданно-полиметаллические руды) и неметаллических (алмазы, фосфориты) осадочных полезных ископаемых.

РЕДАКЦИЯ

д.г.-м.н. Ю.Н. Занин, д.г.-м.н. М.П. Мазуров (отв. ред.),
д.г.-м.н. Е.П. Акульшина, к.г.-м.н. В.Г. Петров,
к.г.-м.н. С.В. Сараев

Рецензенты

канд. геол.-мин. наук В.А. Злобин (ИГиГ СО АН СССР),
канд. геол.-мин. наук В.Г. Матухина (СНИИГиМС Мингео СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Осадочные полезные ископаемые составляют существенную часть используемых человеком минеральных ресурсов. Не касаясь здесь энергоносителей, следует отметить такие важнейшие виды минерального сырья, как руды агрономические (фосфатные и калийные), железные, цветных металлов, золота, алюминия, различные типы глин – список может быть существенно продолжен. Изучение особенностей генезиса осадочных полезных ископаемых, закономерностей их размещения, характера эволюции важно с точки зрения более правильного направления поисковых и прогнозных работ на это сырье. С другой стороны, без такого анализа не могут быть решены многие вопросы, связанные с формированием и развитием осадочных породных масс в истории Земли. Более того, именно концентрированные проявления тех или иных минеральных форм на определенных временных интервалах и в тех или иных геологических обстановках являются зачастую решающими для познания этих процессов.

В последние годы переосмысливаются многие вопросы формирования полезных ископаемых. Это переосмысливание касается ряда проблем рудогенеза. В первую очередь, к ним относятся вопросы, связанные с самим полезным ископаемым. Устанавливается, в частности, важная роль в формировании полезного ископаемого или его свойства, наряду с собственно седиментационными процессами, также и наложенных – выветривания, катагенеза, метаморфизма; выявляется в некоторых случаях определяющая роль седиментационного накопления рудогенных элементов для месторождений, которым приписывается традиционно эндогенный генезис; возрастает понимание роли организмов и органического вещества в формировании различ-

ных полезных ископаемых. Изучение самого полезного ископаемого является для решения этих вопросов важнейшим. Таким образом, один из ключей к познанию генезиса месторождений полезных ископаемых — изучение руды и рудогенных элементов, характера изменения их в геологических процессах и во времени.

Широко обсуждаемым в последнее время в связи с проблемой осадочного рудообразования вопросом является роль в этом процессе рудовмещающей толщи (формации), характер соотношения литогенеза с синхронным ему рудогенезом. Эта проблема многоаспектна: она касается геологического положения, состава и строения рудовмещающей толщи. Анализируется соотношение рассеянной концентрации рудогенных элементов и сформированных в процессе их перераспределения в литогенезе проявлений и месторождений полезного ископаемого, а также возможный привнос рудного материала в осадочную толщу извне на различных стадиях литогенеза. Остается еще недостаточно изученной и должна быть проанализирована приуроченность определенного полезного ископаемого (или ископаемых) к определенным толщам (формациям), положение руды в определенном месте фациального ряда слагающих эту толщу (формацию) пород, типизация рудовмещающих толщ (формаций), их эволюция.

Самостоятельной проблемой, связанной с осадочным рудообразованием, является анализ породных бассейнов, установление положения в них как полезного ископаемого, так и рудовмещающей формации, анализ истории формирования породного бассейна, выявление специфических условий, определивших формирование и накопление полезного ископаемого как на седиментационном уровне, так и под воздействием позднейших процессов, типизация породных бассейнов, выявление источника рудного вещества.

Таким образом, общий круг вопросов, которые должны решаться применительно к проблеме осадочного рудообразования, может быть сформирован в следующем виде:

1. Источники полезных компонентов для рудообразования в осадочных толщах.

2. Обстановки и процессы накопления рудных компонентов в седиментогенезе. Трансформация и накопление рудного вещества в процессах катагенеза, метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных толщ.

3. Палеогеографическая, фациальная и палеотектоническая при-

уроченность рудоносных толщ. Их типизация на генетической и вещественной основе.

4. Анализ пространственного и возрастного расположения разных типов полезных ископаемых в пределах формации, породного бассейна.

5. Главнейшие эпохи и эволюция осадочного рудообразования в истории Земли.

Очевидно, те или иные полезные ископаемые и рудоносные отложения, связанные с толщами различного состава неодинаковыми источниками питания и фациальными обстановками накопления, требуют специфического подхода к их изучению. Тем не менее могут быть выделены некоторые общие методы и методические подходы к их исследованию, к числу которых следует отнести:

- петрографический и минералогический анализы пород продуктивных толщ и полезного компонента;
- литолого-фациальный анализ продуктивных отложений;
- установление роли питающих провинций и климата в рудогенезе, включая процессы выветривания и корообразования;
- роль вулканизма как фактора седиментации и источника полезных ископаемых компонентов;
- глинистый лито- и рудогенез, роль глин как индикаторов обстановок осадконакопления, рудоносных фаций и источника металлов стратиформных месторождений;
- роль диагенеза и катагенеза в осадочном рудогенезе;
- роль организмов и органического вещества в породо- и рудообразовании;
- региональная геохимия осадочных толщ как основа металлогенического анализа;
- положение полезного ископаемого в структуре осадочной толщи.

Полученные данные должны дать по возможности полную картину первичных палеогеографических и палеоклиматических обстановок образования полезного ископаемого и вмещающих его пород и преобразования на различных стадиях литогенеза применительно к конкретно изучаемым объектам, а с учетом литературного материала - для полезного ископаемого в целом.

Должна быть проведена типизация рудовмещающих толщ и типизация обстановок их формирования. Эволюция типов полезного иско-

паемого, рудовмещающих толщ и обстановок их формирования и определяет эволюцию осадочного рудогенеза.

Настоящий сборник является первым из планируемой серии, посвященной выполняемым в Институте геологии и геофизики СО АН СССР работам в области осадочного рудообразования. Публикуемые в нем статьи касаются ряда вопросов рудогенеза, затронутых выше, в частности, таких как роль выветривания в осадочном породо- и рудообразовании (Е.П.Акульшина, В.В.Векшин и др.), особенности генезиса плотиковых россыпей золота (В.Г.Петров), специфика состава, строения и формирования толщ, вмещающих стратиформное ору-денение (С.В.Сараев и др., И.В.Писарев) и алмазоносных (Ю.Т.Яныгин и др.), роль бактериальной деятельности в фосфоритообразовании (А.Г.Замирайлова и др.). Тематика обсуждаемых вопросов будет расширена в последующих выпусках.

УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТИПЕРТЕНЕЗЕ
И ИХ КОНЦЕНТРАЦИЯ В ГЛИНИСТОМ ВЕЩЕСТВЕ

При химическом разложении пород Ti, Co, Cr, Ni, V, Pb, Zn и Cu накапливаются в профиле выветривания, обогащая глинистое вещество, в то время как калий, натрий и кальций выносятся из него. Дальнейшее распределение малых элементов в профиле выветривания обуславливается больше интенсивностью выветривания, чем составом материнских пород. Поступление того или иного элемента в пути миграции и перемещение его происходит в различной форме в зависимости от физико-химической обстановки выветривания. Pb, Zn, Cu, Mn, Ni, Co и другие элементы в пути миграции перемещаются как в составе взвесей, так и в виде растворов. Соотношение взвешенной и растворенной форм переноса зависит в основном от интенсивности химического выветривания. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континенте, тем большая часть всех элементов поступает в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. При такой форме миграции значительная часть химических элементов адсорбируется глинистой частью осадков и доставляется в пелагическую зону бассейна осадконакопления /2,14,15,25/.

Известны ряды подвижности химических элементов. Наименее подвижными с минимумом миграции в форме растворов являются V, Cr, Ti, Zr; средней подвижностью характеризуются Pb, Zn, As; наиболее подвижные — Mn, Co, Ni, Cu мигрируют преимущественно в виде растворов /9/. Однако реальная подвижность элемента определяется не только соотношением его растворенной и взвешенной частей, но и распределением элемента по гранулометрическим фракциям взвеси. Усиленное концентрирование в субколлоидной фракции ($< 0,001$ мм) повышает миграционную способность Pb, Zn, Cu, Co и других элементов /8,15/. Так как субколлоидная фракция (глинистое вещество) представляет собой тонкодисперсный материал, особенно большое значение приобретают процессы сорбции, которые являются очень важным геохимическим фактором концентрации химических элементов. При этом поглощение происходит из далеко не насыщенных и сильно разбавленных растворов /7,16/. Уже в речных взвесах Fe, Ni, Cu, Mo, Pb, Zn, P избирательно адсорбируются субколлоидной фракцией /8,11/. Одним из главных механизмов осаж-

дения из морской воды Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V и других элементов является сорбция окислами, гидроокислами железа и магния и глинистым веществом /22/. О больших количествах вещества, переносимого взвесью в сорбированном виде, свидетельствуют как огромная удельная поверхность некоторых образований в донных осадках, составляющая около $400 \text{ м}^2/\text{г}$ для филлипсита, $100\text{--}400 \text{ м}^2/\text{г}$ для силикагеля. Площадь поверхности частиц взвеси, с учетом коллоидной части, находящихся под 1 м^2 океана, составляет сотни тысяч квадратных метров. Средняя площадь поверхности 1 г осадка - $5\text{--}40 \text{ м}^2$ /6,7/.

В процессе современной седиментации максимальная интенсивность выветривания наблюдается в экваториальной зоне, где оно протекает в 20–40 раз быстрее, чем в умеренных зонах. Из экваториальной зоны поставляется самый тонкий осадочный материал в максимальных количествах в стадии глубокой переработки и с наибольшим выходом растворимой части. При этом суммарный вынос Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cr, V, Zr, Ga и Mn составляет 40–60 % от исходного содержания их в породах. При изучении терригенной седиментации в океане А.П.Лисицыным /7/ установлено, что в гранулометрическом спектре осадочного материала, поступающего в Мировой океан с суши, резко преобладает пелитовая размерность частиц (67 %). Значительно меньшую долю составляет песчано-алевритовая фракция (26,4 %). Наиболее тонкая субколлоидная фракция ($<0,001 \text{ мм}$) содержится во взвеси от 30 до 90 % и более. Характерным для распределения субколлоидной фракции является высокое её содержание вдали от берегов. Тончайшая взвесь экваториальной зоны проникает на расстояние более 1 тыс. км от устья рек. Однако пелагической части океана достигает лишь 7,7 % терригенного материала, а остальные 92,3 % осаждаются близ берегов и в краевых морях.

Известно, что Cu, Co, Zn, V, Pb в наибольшей степени концентрируются в глинистом веществе /17,19,21/. В каолините поглощенный натрий способен к обмену на медь, монтмориллонит может фиксировать медь из растворов до 100 г/т . Монтмориллонит и каолинит адсорбируют от 25 до 2500 г/т свинца в зависимости от концентрации его в суспензии, а также от pH раствора. Адсорбция свинца глинистыми минералами увеличивается в пресных водах, предполагается, что свинец занимает позиции калия в глинистых минералах. Смешанослойная глина диоктаэдрической структуры, имеющая

80 % расширяющихся слоев, может содержать 15 % ванадия в октаэдрических позициях, где присутствуют также Fe, Al, Ti и Mg /18, 22, 23, 24/. Автором установлено, что на определенных стратиграфических уровнях всех возрастных подразделений рифея и протерозоя, характеризующихся зрелым глинистым веществом, содержание малых элементов в нем значительно повышается и превосходит кларковое в десятки и сотни раз /3, 4/.

Из приведенного выше и литературных данных следует, что распределение химических элементов, их концентрация в осадках контролируется многими процессами и факторами. Главными из них являются состав материнских пород источника сноса, условия среды выветривания и его интенсивность, физико-химическая обстановка в процессе переноса и условия среды на месте отложения осадка, а также и дальнейшие диагенетические, эпигенетические процессы.

Детальное изучение состава и геохимических особенностей глинистого вещества вендских отложений некоторых районов Сибирской платформы, постседиментационные изменения которых не превышают стадию глубинного катагенеза, показало, что повышенные концентрации малых элементов в глинистом веществе имеются на определенных стратиграфических уровнях в осадках, образовавшихся при особых физико-химических условиях. Ниже приводятся данные автора о концентрации меди, цинка и свинца в глинистом веществе и рассматриваются условия седиментации этих отложений.

Туруханский район

В Туруханском районе вендские отложения представлены платоновской свитой. Литологическая характеристика свиты, на основе которой выделены её подразделения, рассматривалась ранее /3, 5/.

Интенсивность химического выветривания в платоновское время менялась циклично. Выделяются два цикла крупного порядка. Первый характеризуется усилением химического выветривания и завершается максимумом интенсивности этого процесса в середине платоновского времени, второй – на рубеже с костинским временем. Каждый из этих циклов состоит еще из двух – меньшего порядка, в пределах которых химическое выветривание усиливалось. Изменение климата в

платоновское время имеет тоже циклический характер. Выделяются два цикла крупного порядка, в пределах каждого из них происходила аридизация гумидного климата, завершившаяся становлением аридного климата в середине и конце платоновского времени. Эти циклы, в свою очередь, составлены циклами меньшего порядка, в пределах которых также происходила аридизация гумидного климата. На концах каждого мелкого цикла климат относительно его начала был более аридный. В соответствии с циклическим изменением интенсивности химического выветривания и климата на водосборной суше в платоновское время в районе р.Ниж. Тунгуски менялись режим бассейна седиментации и фациальные обстановки. В начале раннеплатоновского времени преобладала тенденция регрессии, осложненная в самом начале трансгрессией меньшего порядка. В период образования верхней части нижнеплатоновской подсвиты происходило трансгрессивное развитие бассейна. Среднеплатоновское время началось регрессией, закончилось трансгрессией. Позднеплатоновскому времени соответствует один полный цикл осадконакопления: регрессия - трансгрессия и начало следующего цикла - регрессия. В начале ранне- и позднеплатоновского времени осадконакопление происходило в прибрежных и прибрежно-морских обстановках. В остальную часть платоновского времени существовали прибрежно-морские обстановки. Таким образом, по изменению условий осадконакопления на водосборной суше и в бассейне седиментации платоновское время четко делится на два цикла крупного порядка, в пределах нижнего выделяется еще два - меньшего порядка, верхний крупный цикл составляет один полный - меньшего порядка, второй - возможно, неполный.

В платоновской свите высокое содержание малых элементов, в том числе рудных, приурочено к уровням наиболее зрелого глинистого вещества. В нижней подсвите содержание Si колеблется в пределах 200-300, Zn - 100-300, Pb - 36-94 г/т, в верхней части средней подсвиты содержится Si 100-150, Zn - 50-250 г/т, в низах верхней подсвиты - Si около 100, Pb - 80 г/т, в верхах верхней подсвиты - Si 100, Zn - 200-700, Pb - 12-40 г/т. Выявленные четыре стратиграфических уровня повышенного содержания рудных элементов коррелируются с осадочными циклами, отражающими изменение условий осадконакопления. Первый уровень повышенного содержания меди, цинка и свинца в глинистом веществе приурочен к

низам нижнеплатоновской подсветы, образовавшимся при интенсивном химическом выветривании, относительной аридизации гумидного климата и регрессии бассейна. Второй – соответствует моменту усиления химического выветривания, наибольшей аридизации климата в среднеплатоновское время и регрессии бассейна. Третий уровень совпадает со временем относительного спада интенсивности химического выветривания, началом аридизации климата и регрессией бассейна в позднеплатоновское время. Четвертый – коррелируется с интенсивным химическим выветриванием, значительной аридизацией климата на рубеже с костинским временем и регрессией в конце платоновского времени.

Нижнее течение р.Оленек

В отложениях венда данного региона выделены туркутская и кессюсинская свиты, литолого-стратиграфическая характеристика которых описана ранее /1/. По имеющимся данным интенсивность химического выветривания в конце туркутского времени была высокой. В кессюсинское время изменение химического выветривания представляется единым крупным циклом, состоящим из трех циклов меньшего порядка, соответствующих литологическим подразделениям разреза. С самого начала кессюсинского времени химическое выветривание усиливалось, достигнув максимума к моменту образования песчаных доломитов, песчаников и алевролитов верхней части I пачки, оно начало понижаться и было минимальным примерно ко времени образования алевролитов и аргиллитов средней части II пачки. Развитие второго цикла началось усилением интенсивности химического выветривания и завершилось в момент образования верхов II пачки. Третий цикл развития химического выветривания соответствовал времени образования III, IV и V пачек с максимумом интенсивности этого процесса на рубеже с еркекетским временем. В туркутское время климат водосборной суши, снабжавшей бассейн Оленекского поднятия тонкодисперсным материалом, был аридный. Кессюсинское время характеризуется преобладанием гумидного климата, относительная аридизация которого происходила в конце каждого из вышеописанных циклов. Развитие режима бассейна седimentации в течение кессюсинского времени было трансгрессивным, на этом фоне

проявились ранне-, средне- и позднекессюсинская трансгрессии меньшего порядка. Разделявшие их регрессии приурочены ко времени образования средней части II пачки и низов III. Позднекессюсинская трансгрессия, наиболее значительная относительно ранних, осложнена трансгрессиями и регрессиями меньшего масштаба. Соответственно с развитием трансгрессии бассейна седиментации прибрежно-морские, прибрежные обстановки, преобладавшие в раннекессюсинское время, сменились морскими в позднекессюсинское. В момент позднекессюсинской регрессии обстановки осадконакопления были прибрежными /3/.

В глинистом веществе алевритистых, глинистых и водорослевых доломитов верхов туркутской свиты повышено содержание меди (150 г/т). В кессюсинской свите имеется несколько уровней повышенного содержания рудных элементов в глинистом веществе. Нижний уровень приурочен к первой пачке, средний соответствует границе II и III пачек. Верхняя половина III пачки, IV и V пачки составляют верхний уровень обогащения глинистого вещества медью (100-150 г/т), в меньшей степени - цинком и свинцом.

Туркутский уровень повышенного содержания меди в глинистом веществе коррелируется с интенсивным химическим выветриванием, аридным климатом на водосборной суше и морскими обстановками осадконакопления. Нижний кессюсинский уровень приурочен ко времени интенсивного химического выветривания, относительной аридизации гумидного климата и трансгрессии бассейна. Средний кессюсинский уровень соответствует относительному усилению химического выветривания, аридизации гумидного климата и началу регрессии после среднекессюсинской трансгрессии. Верхнекессюсинский уровень, состоящий из нескольких, возможно, самостоятельных уровней, коррелируется с периодом усиления химического выветривания, относительной аридизации гумидного климата и регрессиями меньшего порядка, проявившимися на фоне максимальной позднекессюсинской трансгрессии.

Среднее течение р.Лены

Стратиграфическое расчленение отложений венда среднего течения р.Лены принято согласно работе Б.С.Соколова с коллегами

/12/. Изучение глинистого вещества толбинской свиты показало, что развитие процесса химического выветривания на водосборной суше рассматриваемого региона в толбинское время было цикличным. Прослежено три цикла изменения интенсивности химического выветривания. В пределах первого, соответствующего доломитам и известнякам нижней части разреза свиты, интенсивность выветривания нарастала, достигла максимума и затем понижалась. Второй цикл, охватывающий среднюю часть свиты, сложенную известняком и доломитами, характеризуется таким же ходом развития этого процесса, но отличается от первого меньшим максимумом и большим спадом интенсивности химического выветривания. В течение третьего цикла происходило образование преимущественно известняков, относительно второго цикла максимум химического выветривания здесь был еще меньше. Таким образом, три цикла толбинского времени составляют единый цикл более крупного ранга, в пределах которого химическое выветривание ослабевало. Завершение этого цикла происходило уже на рубеже с пестроцветным временем. В течение большей части толбинского времени, охватывающего первый и второй циклы, был аридный, семиаридный климат, но с постоянной тенденцией его гумидизации, в результате которой ко времени развития третьего цикла климат стал гумидным. На фоне аридного климата существовали переходы его гумидизации, при гумидном климате возникали периоды аридизации.

В раннетолбинское время в процессе развития первого цикла при слабой общей тенденции регрессии проявились трансгрессия и регрессия меньшего масштаба, но при этом морские условия осадконакопления сохранялись. В среднетолбинское время, соответствующее второму циклу, значительно усилилась тенденция регрессивного развития, обусловившего прибрежно-морские, а затем и прибрежные обстановки осадконакопления. Позднетолбинское время, включающее третий цикл, характеризуется значительной трансгрессией бассейна, в начале которой существовали прибрежные обстановки, сменившиеся прибрежно-морскими в конце толбинского времени.

В верхней половине толбинской свиты разрезов рек Бидьянгая, Киги-Таас наблюдаются три горизонта повышенной концентрации Si , Zn , Pb и других малых элементов в глинистом веществе. В разрезе первой скважины первый горизонт находится в доломитах с прослоя-

ми глинистых доломитов и доломитовых гравелитов, в которых особенно повышено содержание свинца (75 г/т). Второй горизонт концентрации свинца залегает в доломитах с прослоями глинистых доломитов и гравелитовых доломитов. Третий – соответствует толще переслаивания известняков доломитистых и доломитов известковистых, характеризуется повышенной концентрацией Cu (70 г/т), Zn (300 г/т) и Pb (50 г/т). В разрезе второй скважины первый горизонт концентрации рудогенных элементов находится в толще переслаивания известняков, доломитов и мергелей; второй – в доломитах с прослоями известняков и гравелитов; верхний – в толще чередования известняков доломитистых и доломитов известковистых.

Из приведенного выше следует, что в разрезах обеих скважин первый горизонт повышенного содержания меди и свинца в глинистом веществе коррелируется со временем максимальной интенсивности химического выветривания, со сменой аридного климата гумидным и регрессивным моментом на фоне значительной трансгрессии. Второй горизонт повышенного содержания рудогенных элементов также приурочен ко времени максимальной интенсивности химического выветривания, смене гумидного климата аридным и регрессивного развития бассейна седиментации. Третий – соответствует времени интенсивного химического выветривания, смене аридного и гумидного климатов и максимуму развития позднеболбинской трансгрессии.

Юдомо-Майский район

В отложениях венда данного региона основные промышленные концентрации свинца и цинка приурочены к верхним частям юдомской свиты, сложенным доломитами, доломитизированными известняками и известняками. Рудопроявления отмечаются также в нижних терригенно-карбонатных частях свиты. В целом в стратиграфическом разрезе вендских отложений района намечается вертикальная металлогеническая зональность, выраженная в чередовании уровней свинцово-цинковой и медной минерализации. Общим для свинцово-цинкового и медного оруденения является широкое площадное распространение и приуроченность свинцово-цинкового оруденения к терригенно-карбонатным, а медного – к терригенным породам. Все промышленное оруденение сконцентрировано в верхней части юдомской свиты. На

свинцово-цинковых месторождениях Сардана, Уруй в верхней части юдомской свиты намечается три уровня оруденения, в пределах которых рудные тела в разрезе образуют своеобразный "слоеный пирог". Такая многоярусность оруденения характерна как для карбонатных, так и для терригенных вмещающих осадочных толщ /13/.

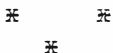
Глинистое вещество изучалось в отложениях венда бассейна р. Юдома, а также в пределах месторождений Сардана и Уруй. Результаты детального исследования опубликованы /13/. В данной работе приводится краткая характеристика распределения рудогенных элементов в глинистом веществе рудовмещающих отложений в пределах месторождений, а также за их пределами в отложениях тех же стратиграфических уровней.

Изменение геохимических параметров глинистого вещества в изученных разрезах бассейна р. Юдома и месторождений Сардана, Уруй свидетельствует, что в течение юдомского времени интенсивность химического выветривания менялась дважды. В раннеюдомское время она нарастала, в начале позднеюдомского времени понижалась и к концу его снова повышалась. Климат в областях, снабжавших глинистым материалом бассейн осадконакопления, был гумидным, семигумидным, семиаридным и аридным. Аридизация климата происходила в начале раннеюдомского (продолжение процесса, начавшегося в конце устькирбинского времени), конце раннеюдомского — начале позднеюдомского и в конце позднеюдомского времени.

В раннеюдомское время дважды проявилось трансгрессивное развитие бассейна осадконакопления с кратковременной регрессией примерно в середине этого времени. Первая трансгрессия была наиболее значительная. В верхнеюдомское время существовал постоянный морской режим, установившийся еще при второй раннеюдомской трансгрессии. Соленость вод морского бассейна в раннеюдомское время в одних местах была пониженной, в других — нормальной и повышенной. В позднеюдомское время соленость вод морского бассейна в разных участках менялась от более высокой, чем в раннеюдомское время, до низкой. Времени образования рудных горизонтов соответствует повышение солености вод бассейна седиментации.

Повышенная концентрация меди (110 г/т), цинка (120–2000 г/т), свинца (60–70 г/т) в глинистом веществе отмечается в верхнеюдомской подсвите в бассейне р. Юдома, в пределах месторождений Сардана, Уруй.

В разрезах свинцово-цинковых месторождений Сардана, Уруй наблюдается своеобразное распределение рудогенных элементов в глинистом веществе. Содержание свинца и цинка в нижней подсвите, в низах верхней подсвиты понижено, в верхах верхней подсвиты — повышено относительно глинистых сланцев и земной коры. Медь в глинистом веществе находится примерно в таких же количествах, как в глинистых сланцах и земной коре. Уровни, обогащенные рудогенными элементами глинистого вещества, выделяются также и в пределах свинцово-цинковых месторождений, но здесь одновременно существует распределение другого типа. Так, сопоставление среднего содержания меди, цинка и свинца в породах и глинистом веществе показало, что в верхнеюдомской подсвите большая часть цинка приурочена к карбонатной и грубой терригенной частям породы. Свинец концентрируется в глинистой, карбонатной и грубой терригенной частях породы, медь приурочена к глинистому веществу. В нижнеюдомской подсвите медь концентрируется в глинистом веществе, свинец и цинк находятся в карбонатной и грубой терригенной частях породы. В породах, вмещающих руду, среднее содержание свинца выше, чем в глинистом веществе. Таким образом, в пределах свинцово-цинковых месторождений Сардана и Уруй и за их пределами в бассейне р. Юдома распределение рудогенных элементов в глинистом веществе и породе различно.



Глинистое вещество в процессе седиментации адсорбирует рудогенные элементы, способствует их миграции, отложению в осадке и создает таким образом большие количества последних в осадочных толщах. Высокие концентрации Cu, Zn, Pb и других элементов в глинистом веществе приурочены к определенным частям осадочных циклов и стратиграфическим уровням. В отложениях венда Сибири выявлены три стратиграфических уровня повышенного содержания рудных элементов в глинистом веществе и в породе. Накопление осадков с высоким содержанием рудогенных элементов происходило в эпохи интенсивного химического выветривания, поставляющего в бассейны седиментации большое количество растворенных элементов, а также

продуцирующего зрелое глинистое вещество, способное адсорбировать их из растворов. Рудные накопления Cu, Zn и Pb коррелируются со временем проявления аридного и семиаридного климата после гумидного. Или со сменой гумидного и аридного в областях патагонских провинций. Рудовмещающие осадки приурочены к строго определенным фациальным обстановкам. Осадки, содержащие цинк и свинец, образовались в морских и прибрежно-морских условиях на конечном этапе трансгрессивного режима. Медьсодержащие осадки фациально сдвинуты относительно первых в сторону берега и отложились в прибрежных и прибрежно-морских обстановках на начальном и последующем этапе регрессивного режима бассейна седиментации.

Характер распределения рудных элементов в глинистом веществе в пределах месторождений (рудных тел) и за их пределами на тех же самых стратиграфических уровнях позволяет предположить, что в процессе концентрации рудных элементов при формировании рудного тела источником этих элементов являлось глинистое вещество вмещающих пород.

Литература

1. Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М., Шишкин Б.Б. Глинистые минералы в древнейших осадочных толщах Игарского района и бассейна р.Оленек // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск, 1970. С.85-107.
2. Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.
3. Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск: Наука, 1985. 243 с.
4. Акульшина Е.П. Глинистое вещество как источник рудного материала в осадочном рудогенезе // Бассейновый литогенез и минерализация. Новосибирск, 1989. С.17-33.
5. Килина Л.И., Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. Туруханский район // Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, 1976. С.50-55.
6. Лисицын А.П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана. М.: Наука, 1964. 136 с.

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

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

9. Перельман А.И., Батулин С.Г. Миграционные ряды в коре выветривания // Кора выветривания. Вып.4. М., 1962. С.83-115.

10. Прибайкальский полиметаллический рудный пояс. Новосибирск: Наука, 1984. 134 с.

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

12. Соколов Б.С., Журавлева И.Т., Казанский Ю.П. и др. Опорные скважины нижнего кембрия и позднего докембрия в среднем течении р.Лены // Геология и геофизика. 1976. № 3. С.120-123.

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

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

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

16. Щербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 295 с.

17. Chafee M.A. Geochemical exploration techniques based on distribution of selected elements in rocks, soils and plants mineral Butte copper d. Surv. Bull. 1976, 1278D. P.D1-D55.

18. Handbook of Geochemistry. Executive Editor K.H.Wedepohl. Editor Board: C.W.Correns, D.M.Shaw, K.K.Turekian, L.Lemahn, 1974. Vol.11-4.

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

20. Heydeman A. Über d neralen // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1966. Vol.30, N 10. P.995-1035.

21. Holmes Ch.W. Distribution, regional variation and geochemical coherence of selected elements in the sediments of the Central Gulf of Mexico // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 928, United St. Govern. Printing Office. Washington, 1976. 24 p.

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

23. McBride factors controlling adsorption // *Clays and Clay Miner.* 1978. Vol.26, N 2. P.101-106.

24. McCormic G.R. Vanadium-titanium bearing mixed-layered clay from potash sulphur Springs Arkansas // *Ibid.* P.93-100.

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

В.Г.Петров

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
ПЛОТКОВЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА
В ДОЛИНАХ РЕК ГОРНЫХ СТРАН

Основным типом промышленных россыпей золотоносных районов являются аллювиальные россыпи, представляющие собой пластообразные тела с продуктивным слоем различной мощности, различного гранулометрического состава и глубины залегания от дневной поверхности. По положению золотосодержащего слоя относительно коренных пород (плотика) принято подразделять россыпи на три группы: плотиковые, приплотиковые и надплотиковые.

В плотиковых россыпях золотоносный слой приурочен трещинам коренных пород и к верхней, разрушенной части этих пород. При значительной разрушенности коренных пород весь золотоносный слой находится в этих породах. Мощность золотоносного слоя обычно 1,5-2 м. Переход от плотика к покрывающим его аллювиальным отложениям часто довольно постепенный, но граница между ними достаточно ясная. Трещины скального плотика и рыхлые отложения (элювий) разрушенного плотика отличаются повышенной глинистостью. Нижняя часть золотоносного пласта в участках разрушенного плотика представляет собой структурный элювий, в котором выше по разрезу начинает появляться примесь аллювиального материала.

Распределение золота в разрезе золотоносного слоя плотиковых россыпей неравномерное, с постепенным уменьшением содержания и кверху и книзу, но переход от золотоносного слоя к "пустой" породе обычно более резкий в нижней части пласта, в плотике, чем в кровле. Золото в нижних частях трещин плотика чаще всего имеет пластинчатую форму. Крупное тертое окатанное золото чаще всего присутствует в самых верхних частях зияющих трещин плотика, заполненных аллювиальным материалом.

Распределение золота в плане отработанных плотиковых россыпей на общем фоне довольно высокого содержания неравномерное, часто кустовое, гнездовое, струйчатое. Характерно незакономерное расположение отдельных струй относительно простираения долины реки и россыпи в целом. Нередко струи ориентированы под крутым углом или вкрест простираения россыпи, но, как правило, параллельны простираению осадочно-метаморфических пород в плотике.

Плотиковые россыпи золота отличаются исключительно высокими содержаниями золота – граммами, десятками и сотнями граммов на кубический метр и включают в себе большую часть запасов золота, добытого на первых стадиях освоения золотоносных районов. Значительная часть золота, добытого драгированием в старых золотоносных районах, по первичному залеганию также относится к плотиковым россыпям, нарушенным в период мускульной обработки этих россыпей. Доля золота плотиковых россыпей в общей массе золота, добытого из аллювиальных россыпей, составляет не менее 60–80 %.

Приплотиковые россыпи отличаются от плотиковых расположением золотосодержащего слоя аллювия непосредственно на плотике, который обычно золота не содержит или содержит его только в самой верхней части, прилегающей к золотоносному слою мощностью не более 10–20 см. Золотоносный слой сложен хорошо окатанной галькой пород различного состава, в значительной мере чуждого породам плотика, и может залегать прямо на плотике или отделяться от него тонким глинистым прослоем.

Надплотиковые россыпи представлены золотосодержащими слоями аллювия, расположенными в толще аллювиальных отложений на некоторой высоте от коренного ложа реки. Мощность золотоносных слоев и высота залегания их от коренного ложа колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров и десятков метров. Состав гальки золотоносных слоев самый разнообразный и не обусловлен составом пород склонов долины и ее ложа.

Нижняя поверхность золотоносного слоя обычно ровная, без глубоких ям и карманов. Между золотоносным слоем и залегающими выше "торфами" резкой границы нет, и она проводится условно по данным опробования.

Содержание золота приплотиковых и надплотиковых россыпей обычно значительно уступает плотиковым. Распределение золота в плане россыпи довольно равномерное. Отдельные обогащенные золотом струи относительно редки и обычно имеют значительно большие размеры, чем струи плотиковых россыпей, но резко уступают им по количеству заключенного в них металла. Золото россыпей обычно сильно окатанное, подвергшееся значительному механическому переносу, очень разнообразное по форме и гранулометрическому составу и, несомненно, происходит из многих и отдаленных коренных источников.

О механическом способе образования указанных типов россыпей, понимая под этим способом отрыв, перенос на то или другое расстояние, отложение и накопление частиц самородного золота в толще перемещаемого рекой аллювиального материала, писал еще М.В. Ломоносов, указывая, что по обломкам жилы в россыпи можно подойти к коренному месторождению. Подавляющее большинство геологов вплоть до настоящего времени разделяют эту точку зрения и расходятся лишь в оценке дальности переноса золота от коренного источника.

Вместе с тем, некоторые особенности геологического строения плотиковых россыпей, давно уже отмеченные исследователями, выделяют плотиковые россыпи из всей группы аллювиальных россыпей:

1. Контуры плотиковых россыпей практически не смещаются вниз по течению реки от коренных источников, расположенных в ложе реки.

2. Простираание наиболее обогащенных золотом "струй" в плотиках часто не соответствует направлению современных и древних водотоков, а также направлению трещиноватости пород, и может быть направлено под любым углом и даже перпендикулярно им, но совпадает с простираанием коренных пород и золотоносных зон в них.

3. Геологическое противоречие между размещением золотоносного слоя в трещинах коренных пород ложа реки, куда золото могло попадать только в период врезания, и составом приплотикового и надплотикового аллювия, отвечающего, как правило, более молодым стадиям развития долины.

4. Часто наблюдаемое несоответствие морфологии и состава золота плотиковой россыпи золоту коренного источника, расположенного выше по течению или на склонах долины.

5. Глубокое проникновение (до нескольких метров) золота в трещины плотика; нередко наличие пустого перерыва между золотоносным слоем в трещинах коренных пород и золотоносным приплотиковым аллювием; различный характер золота в трещинах плотика и в приплотиковом аллювии.

6. Отсутствие или весьма незначительное распространение вместе с золотом в трещинах плотика минералов черного шиха, хотя содержание их в приплотиковом аллювии может достигать десятков килограммов на тонну.

7. Преимущественная приуроченность золота в плотике к трещинам сланцеватости пород и незначительное распространение его в трещинах отрыва.

8. Чрезвычайно неравномерное распределение золота в трещинах сланцеватости, так что количество золотин, содержащихся в двух соседних трещинах плотика, может различаться в сотни и тысячи раз.

Указанные особенности геологического строения плотиковых россыпей золота довольно резко отличают их от приплотиковых и надплотиковых россыпей, связанных непосредственно с аллювиальными отложениями, и не могут быть объяснены общепринятой теорией россыпеобразования.

Детальное и систематическое геохимическое опробование осадочно-метаморфических отложений докембрия западной окраины Сибирской платформы выявило неравномерное распределение золота в стратиграфическом разрезе отложений региона и его преимущественную концентрацию в 7-9 стратиграфических уровнях, соответствующих свитам хребта Карпинского, панимбинской, кординской, удерейской, погорьинской, потоскуйской, шунтарской опорного разреза докембрия Енисейского кряжа, а также стрельногорской свите Туруханского поднятия и жайминской свите Восточного Саяна /16,17/. Содержание золота в горных породах выявленных уровней повышенной золотоносности обычно небольшое и колеблется в пределах 0,05-1,0 г/т, мощность обогащенных золотом пород - от десятков до первых сотен метров.

Сравнение пространственного положения уровней повышенной

золотоносности и известных золотоносных россыпей плиткового типа Енисейского кряжа и Восточного Саяна выявило тесную пространственную связь плитковых россыпей с золотосодержащими осадочно-метаморфическими породами. Было установлено, что в подавляющем большинстве случаев положение плитковых россыпей и уровней повышенной золотоносности осадочно-метаморфических пород пространственно совпадает и при этом никакого перемещения россыпей вниз по течению от золотосодержащих пород, вскрываемых в плитке, не происходит. В тех же случаях, когда россыпи залегают в не содержащих золото плитках, присутствие золотосодержащих пород в уничтоженной денудацией толще легко устанавливается геологическим построением на основе имеющихся карт. Таким образом, отмеченные особенности указывают на то, что плитковые россыпи в действительности являются не собственно аллювиальными, а элювиальными и автохтонными или элювиально-коренными россыпями под аллювиальными отложениями — элювиальными по остаточному характеру золота и коренными по залеганию его в твердых горных породах, не утративших еще своей скальности.

Автохтонный характер плитковых элювиально-коренных россыпей золотоносных районов западной окраины Сибирской платформы и их происхождение за счет рассеянного золота осадочно-метаморфических пород, а также особенности нахождения самородного золота в этих породах позволяют раскрыть ранее неизвестный механизм формирования россыпей плиткового типа.

Как установлено при изучении золотоносности осадочно-метаморфических пород, самородное золото встречается в этих породах главным образом в виде пластинчатых зерен и тонких прожилков-листочков, приуроченных к трещинам сланцеватости и кливажа. Подавляющее большинство подобных трещин в скальном массиве осадочно-метаморфических пород является закрытыми. Раскрытие этих трещин и разрушение пород, распад их на обломки происходит лишь на земной поверхности и на небольшой глубине от нее. В таких условиях под действием воды, движения глинистого и тонкообломочного материала, морозного выветривания происходит механическое освобождение пластинок золота, "отшелушивание" его от стенок трещин и проникновение в самые нижние части их с резким обеднением золотом верхних частей коренных выходов и созданием за счет этого повышенных концентраций золота элювиального типа.

Создаваемые таким образом элювиальные концентрации золота по данным многочисленных исследователей бывают очень богатыми. Незначительное распространение элювиальных россыпей на земной поверхности объясняется очень небольшим сроком существования этих россыпей в общей истории формирования и перестройки рельефа горных стран. Рано или поздно элювиальная россыпь выходит на склон водораздела и разрушается склоновыми процессами.

Из всех форм рельефа земной поверхности наиболее древними являются реки и долины рек. Формирование этих форм рельефа длится сотни тысяч и миллионы лет, причем долины рек являются очень устойчивыми в пространстве. История развития рельефа высокогорных стран свидетельствует, что даже при врезании на глубины в сотни метров и километры русла рек очень мало отклоняются в плане от своего первоначального положения, которое они занимали в начале эрозионного цикла. Таким образом, реки пропиливают толщ горных пород в буквальном смысле слова очень ровным "резом", и это обстоятельство является ключевым для понимания генезиса плотиковых элювиально-коренных россыпей.

Как показывают геологические исследования, когда река начинает прорезать толщу золотосодержащих осадочно-метаморфических пород, главным механизмом формирования плотиковой элювиально-коренной россыпи является элювиальное накопление не аллювиального, а коренного золота, рассеянного в данной горной породе в трещинах плотика в период глубинной эрозии за счет опережающей абразию миграции золота по непрерывно раскрывающимся трещинам скальной породы (рис.1). Другими словами, формирование россыпи по времени совпадает с началом раскрытия всех тектонических и экзогенных трещин горных пород или с первой стадией развития коры выветривания по И.И.Гинзбургу /7/, когда порода еще полностью сохраняет свой химический состав и скальное состояние. Таким образом, формирование первичных россыпей золота в стадию глубинной эрозии происходит не в русловых аллювиальных отложениях, а в горной породе на некоторой глубине от дна реки (0,2-50 м), когда порода еще сохраняет свою скальность, поэтому создаваемые таким способом концентрации золота и являются элювиально-коренными.

Следует подчеркнуть, что указанный процесс накопления частиц свободного золота наблюдается повсеместно в нижних частях площадных и линейных кор выветривания на склонах и водоразделах

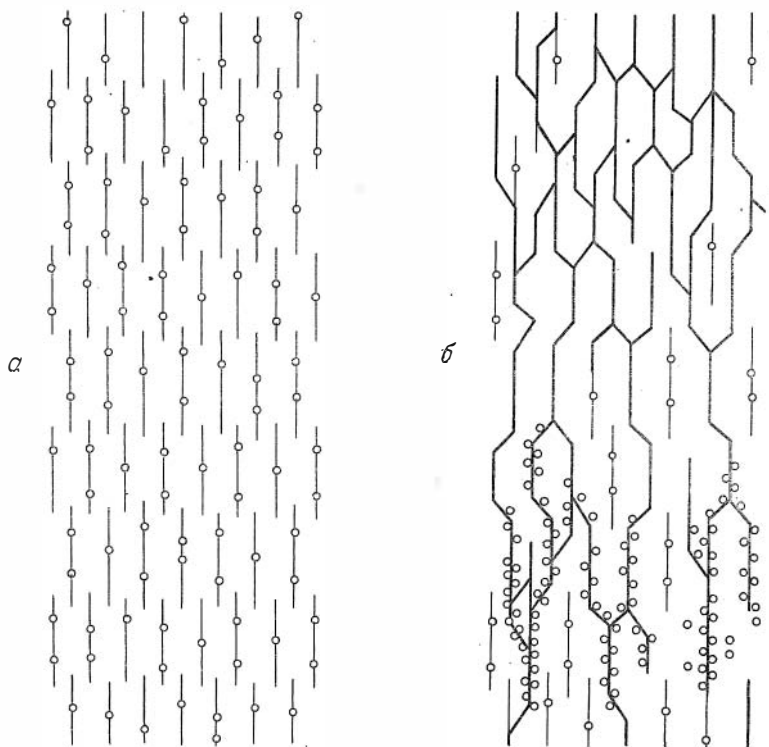


Рис. I. Схема образования элювиально-коренной россыпи золота:

а -золотосодержащая скальная порода со слепыми трещинами сланцеватости и слепым пластинчатым золотом по ним; б - та же порода с раскрытыми трещинами сланцеватости и обогащенным золотом слоем в нижней части коры выветривания.

рек. Однако вследствие чрезвычайной хаотичности, неравномерности проявления денудации и склоновых процессов, в результате которых основными рельефообразующими факторами горного рельефа становятся обрушение и плоскостной срыв, развитие кор выветривания и накопление золота на склонах и водоразделах, как правило, не приводит к появлению промышленных концентраций, за исключением соб-

ственно элювиальных накоплений на выходах золоторудных месторождений на вершинах водоразделов и поверхностях выравнивания. Только глубинная эрозия реки, действуя долгое время в одном и том же месте, постоянно денудируя верхнюю часть коры выветривания коренного ложа реки и тем самым заставляя с такой же скоростью углубляться нижнюю границу этой коры, способствует сохранению и накоплению золота вмещающих пород и формированию элювиально-коренной россыпи (рис.2).

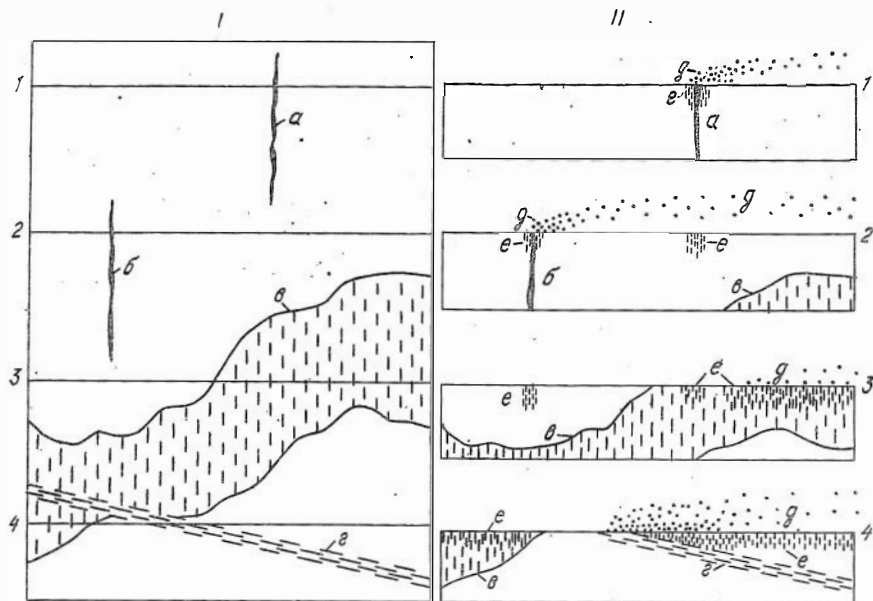


Рис.2. Соотношения между аллювиальными и элювиально-коренными россыпями различных коренных источников в процессе врезания реки. I – общий геологический разрез; II (I,2,3,4) – последовательные геологические разрезы; а,б – золотокварцевые жилы, в – золотосодержащие породы, г – зона тектонического нарушения, д – аллювиальная россыпь, е – элювиально-коренная россыпь.

Золото, попадающее в русло реки из боковых притоков, со склонов долины (с делювиальными отложениями, при массовом обрушении

скал и пр.) или оторванное от выступающих неровностей дна и перенесенное вниз по течению (такое золото является собственно аллювиальным), в массе своей в период интенсивной глубинной эрозии не способно проникать в трещины плотика, как это представляют себе большинство исследователей. Все трещины в этот период заполнены и зацементированы глинистым и мелкообломочным материалом, утрамбованным непрерывными ударами перекачиваемых валунов, поэтому аллювиальное золото на этой стадии жизни реки активно переносится вместе с инстративным (по терминологии В.В.Ламакина /12/ и И.П.Карташова /10/ аллювиом, как это и установлено в молодых горных странах (Кавказ, Памир и т.д.), и отлагается там, где ему позволяют конкретные гидролого-геоморфологические условия, образуя собственно аллювиальные приплотиковые и надплотиковые россыпи.

После достижения рекой базиса эрозии, в стадию динамического равновесия, формирование первичной элювиально-коренной россыпи прекращается, но собственно аллювиальное золото, по-видимому, еще способно к значительному механическому перемещению и концентрации в виде приплотиковых и надплотиковых россыпей за счет элювиального золота склонов долин, а также золота разрушающихся участков плотиковых элювиально-коренных россыпей. Начиная с этой стадии и позже в результате подруслового выветривания элювиально-коренная плотиковая россыпь становится более "рыхлой" и приобретает все известные структурно-морфологические особенности россыпей этого типа.

Как показывают исследования, элювиально-коренные россыпи не только возникают в стадию врезания, но могут и разрушаться в этот же период, например, при резкой смене в вертикальном разрезе различных по литологическим свойствам пород (тонкокливажированные сланцы – массивными слабо трещиноватыми известняками, плотные сланцы и гнейсы – раздробленными породами пологой зоны тектонического нарушения и т.п.). В этих случаях постепенная абразия массивов трещиноватых горных пород сменяется быстрым плоскостным смывом большой массы относительно рыхлого материала и переходом элювиального золота в легко подвижную аллювиальную форму.

Таким образом, в период преобладающей глубинной эрозии реки и формирования первичных элювиально-коренных плотиковых россыпей

на участке врезания формирование аллювиальных приплотиковых и надплотиковых россыпей, как правило, происходить не может. Плотиковые элювиально-коренные россыпи в этот период ничем не обнаруживают своего существования, и о присутствии их можно только догадываться по знаковой золотоносности аллювия на участках формирования таких россыпей.

Золото элювиально-коренных россыпей не принесено из коренных источников, расположенных где-то выше по течению, а представляет собой накопленную часть того золота, которое содержалось в призма осадочно-метаморфических пород, уничтоженных рекой в процессе абразии. Поэтому элювиально-коренные россыпи всегда являются углубленными или опустившимися (по терминологии П.К.Яворского /20/) и могут залегать как в "родном" плотике золотосодержащих пород, так и в незолотоносных породах, если залегавшие выше золотоносные породы уничтожены в процессе врезания.

Несомненно, что в плотиковых россыпях элювиально-коренного типа накоплена только небольшая часть того золота, которое содержалось в объеме уничтоженных речной абразией пород. Но даже элементарные расчеты показывают, что если доля свободного, собственно "россыпного" золота составляет всего лишь 10-30 % от всего золота осадочно-метаморфических пород при содержании в них золота 0,05-1,0 г/т, то формирование элювиально-коренных плотиковых россыпей с известным максимальным содержанием в них золота может произойти при врезании реки в золотосодержащие породы на глубину не более 30-200 м.

Таким образом, новым в понимании генезиса россыпей является не столько выявление теснейшей пространственной и генетической связи россыпей с коренными источниками (плотиковые элювиально-коренные россыпи оказываются расположенными не ниже, а часто в буквальном смысле слова внутри этих источников), сколько то обстоятельство, что в процессе формирования элювиально-коренных плотиковых россыпей свободное золото, как правило, не покидает пределов коренных пород. Раз возникнув, плотиковые элювиально-коренные россыпи сохраняются неопределенно долго и могут быть уничтожены (смыты) на некоторое время новым эрозионным циклом только в тех случаях, когда началу этого цикла предшествует длительный период подруслового выветривания и превращения скальных пород плотика в слабо связанный структурный элювий. В этих слу-

чаях новое повышение базиса эрозии приводит к быстрому смыву "созревшей" плотиковой россыпи и "выбросу" в аллювий больших количеств свободного золота.

На рис.3,4 показаны условия сохранения и размыва элювиально-коренных россыпей в параллельных водотоках при блоковой тектонике, а также в одном водотоке при изменении угла наклона продольного профиля равновесия, вызванного либо блоковыми перемещениями, либо пологими складчатыми деформациями (короблением) земной поверхности. На рис.3 блок (а) не испытывает ни ускорений, ни задержек эпейрогенических движений, поэтому глубинная эрозия водотока совершается с постоянной скоростью, что обуславливает формирование, все большее обогащение золотом с течением времени и сохранность "слепой" элювиально-коренной россыпи. Блок (б) после некоторой задержки испытал резкое поднятие, что привело к углублению долины реки и смыву существовавшей ранее россыпи. Блок (в), наоборот, испытал значительное опускание, следствием чего явилось прекращение глубинной эрозии, аккумуляция в долине реки больших масс элювиального материала и практическое захоронение элювиально-коренной россыпи.

Нетрудно видеть, что усиление глубинной эрозии реки само по себе не ведет к уничтожению элювиально-коренной россыпи, поскольку глубинная эрозия только и создает эту россыпь. Лишь в том случае, когда глубинная эрозия останавливается на более или менее длительный срок, достаточный для интенсивного подруслового выветривания коренных пород ложа реки, дальнейшее оживление эрозии приводит сначала к обнажению россыпи в плотике, а затем и к уточнению ранее сформированной россыпи.

Складчатые неотектонические дислокации земной поверхности оказывают, несомненно, очень большое влияние на условия сохранности элювиально-коренных россыпей. Важнейшим следствием таких дислокаций является частичный размыв элювиально-коренных россыпей стремящейся сохранить неизменным свое положение в пространстве поверхностью продольного профиля равновесия реки (рис.4, линия А-Б). При таком размыве в долине водотока одновременно присутствуют все типы россыпей: элювиальные надплотиковая и приплотиковая, элювиально-коренная плотиковая, выходящая непосредственно в аллювий, а также слепая часть элювиально-коренной. Очень многие россыпи приустьевых частей боковых притоков золото-

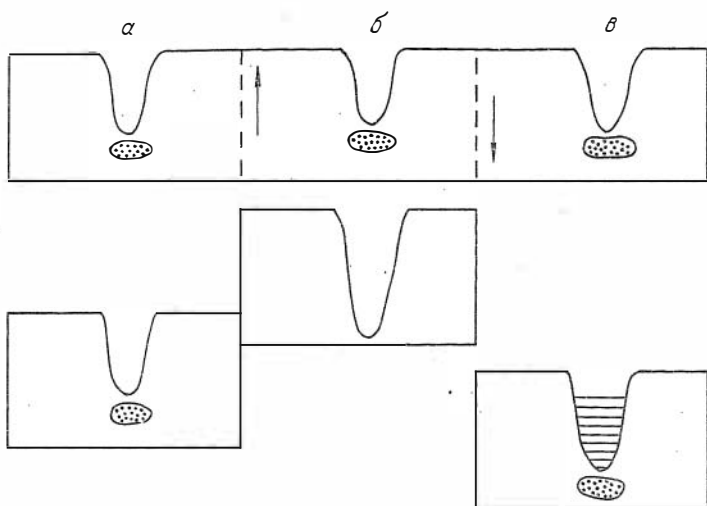


Рис.3. Сохранность элювиально-коренных россыпей параллельных водотоков при блоковой тектонике:

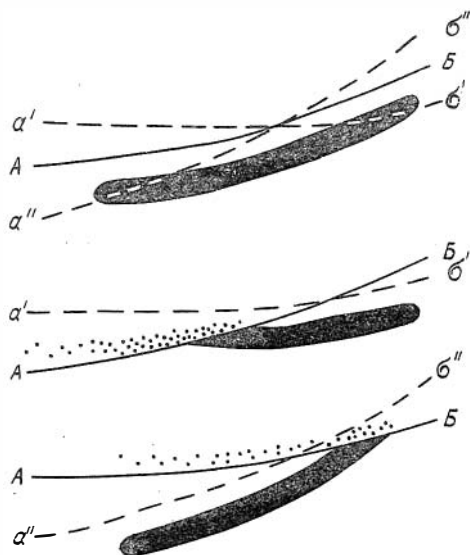
а, б, в – блоки с различной направленностью и амплитудой тектонических движений.

носных рек представляют собой именно такие сложные по генезису и морфологии образования.

Таким образом, как уже отмечалось, только повышение или изменение базиса эрозии реки после периода некоторой его стабилизации и связанного с ним усиления подруслового выветривания приводит к быстрому смыву "созревшей" элювиально-коренной плотиковой россыли или части ее и "выбросу" или появлению в аллювии больших количеств свободного золота и собственно аллювиальных россыпей.

Для последующей истории этого золота теория образования россыпей Ю.А.Билибина /2/ полностью сохраняет свое значение, но не нужно забывать, как справедливо заметил Н.А.Шило /19/, что это история уже не накопления, а разрушения первичных золотоносных россыпей, история многократной переконцентрации золота в аллювии с прогрессирующим снижением содержаний и запасов металла по мере удаления от первичных элювиально-коренных россыпей вплоть до

Рис.4. Размыв элювиально-коренной россыпи при изменении угла продольного профиля равновесия реки (А-Б).



окончательного уничтожения и рассеивания аллювиальных россыпей и перехода золота в тонкодисперсную "кларковую" форму нахождения в связи с механическим истиранием золотин в аллювиальном процессе.

Таким образом, основные черты механизма формирования элювиально-коренных плотиковых россыпей, отличающие его от известных процессов формирования россыпей золота, заключаются в следующем:

1. Плотиковые россыпи золота в подавляющем большинстве являются не аллювиальными, а элювиально-коренными, в образовании которых аллювиальный процесс играет такую же роль, какую играет плоскостной смыв и дефляция при образовании элювия на земной поверхности, т.е. роль механического удаления "пустых" минералов и обломков горных пород и таким образом остаточного накопления самородного золота.

2. Золото плотиковых элювиально-коренных россыпей в главной своей массе не проходило аллювиальной стадии, не перемещалось в горизонтальном направлении, не привнесено в породы, а представляет собой неотъемлемую часть вмещающих коренных пород в течение всего периода их геологической истории от момента формирования

породы до конца существования ее как геологического тела, как скального монолита.

3. Накопление золота в трещинах коренных пород ложа рек и формирование плотиковых элювиально-коренных россыпей происходит на некоторой глубине от дна реки (от 0,2 до 50 и более метров), величина которой зависит от тектонической раздробленности пород и геоморфологической истории района. Другими словами, образование элювиально-коренных россыпей совершается также скрыто от непосредственного наблюдения, как образование магматогенно-гидротермальных рудных месторождений. Поэтому появление золота в аллювии, если нет его поступления со склонов долины и боковых притоков, является признаком начала разрушения элювиально-коренных россыпей, и наоборот, отсутствие золота в аллювии рек, в бассейне которых распространены золотосодержащие породы, это скорее всего признак не отсутствия плотиковых россыпей, а лишь того, что разрушение их еще не начиналось.

4. Элювиально-коренные россыпи формируются главным образом за счет слабой рассеянной золотоносности осадочно-метаморфических и изверженных пород, внешне практически незаметной и обнаруживаемой только при проведении специальных литолого-геохимических исследований. Участие концентрированных коренных источников золота типа золотокварцевых жил, минерализованных зон, зрелых кор выветривания и др. в создании элювиально-коренных россыпей резко обогащает россыпи, однако роль этих источников в формировании элювиально-коренных россыпей необязательна, случайна и в большинстве случаев весьма незначительна.

5. По источнику полезного компонента и горно-геологическим условиям его залегания элювиально-коренные плотиковые россыпи представляют собой разновидность коренных месторождений. В отличие от других коренных месторождений, которые обычно создаются одним, а разрушаются другим геологическим процессом, специфической особенностью элювиально-коренных россыпей является то, что они создаются и могут быть уничтожены одним и тем же экзогенным процессом. Поэтому точная диагностика создающего или разрушающего момента глубинной эрозии реки в тот или другой период ее геологической истории приобретает первостепенное значение для прогноза и поисков золотоносных россыпей.

Изложенный выше механизм формирования плотиковых элювиаль-

но-коренных россыпей представляет собой следующий естественный шаг в геологическом познании процессов формирования россыпей полезных ископаемых, подготовленный широким развитием геологических исследований золотоносных районов, а также трудами многих предшествующих геологов, среди которых следует отметить Э.Гофмана, В.А.Обручева, П.К.Яворовского, Н.А.Шило и Н.Г.Бондаренко.

Э.Гофман /8/ первый указал на возможность формирования россыпей золота за счет тех пород, по которым река непосредственно протекает, однако механизм накопления золота в россыпи считал типично аллювиальным.

В.А.Обручев /13,14/ первый определил плотиковые россыпи Ленского района как элювиальные с участием аллювиального обогащения, сформировавшиеся на толщах осадочно-метаморфических пород с повышенной золотоносностью. Однако собственно элювиальным В.А.Обручев считал лишь обломочный материал верхней части разрушенных плотиков, а золоту в них приписывал инфильтрационное происхождение, связанное с привнесом и осаждением его подземными водами в стадию динамического равновесия реки. Отсюда ясно, что, строго говоря, В.А.Обручев не должен был применять термин элювиальный к описываемым им россыпям.

П.К.Яворовский/20/ первый показал отсутствие горизонтальной миграции свободного золота в россыпях и возможность накопления углубленных, опустившихся или остаточных россыпей, но имел в виду опускание золота не в коренных породах, а в рыхлых аллювиальных отложениях.

Н.А.Шило /19/ и Н.Г.Бондаренко /3/ повторили вывод П.К.Яворовского, а Н.Г.Бондаренко, кроме того, эмпирически и экспериментально установил непрерывность линейных запасов золота россыпей, но дал этому явлению совершенно неудовлетворительное геологическое объяснение. В частности, утверждение Н.Г.Бондаренко о том, что золото в аллювиальных россыпях не может перемещаться в горизонтальном направлении, неправильно, что и вызвало в свое время справедливую критику многих геологов.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, каждый из названных геологов очень близко подходил к пониманию того, что плотиковые и надплотиковые россыпи являются не разновидностями одного генетического типа, а представляют собой два генетически совершенно различных типа россыпей, но ни один из них не смог

четко сформулировать этот вывод. Никто из них не понял также тех следствий, которые вытекали из установления элювиально-коренной природы плотиковых россыпей золота, что также подтверждает, что эти геологи с разных сторон лишь приближались к пониманию изложенного выше механизма формирования плотиковых элювиально-коренных россыпей, но ни один из них так и не раскрыл его.

Проверка рассмотренного механизма формирования элювиально-коренных россыпей под аллювиальными отложениями проводилась автором тремя независимыми способами: а) установлением соответствия пространственного размещения известной россыпной золотоносности с размещением выявленных уровней золотоносности осадочно-метаморфических пород; б) прогнозом и проверкой местоположения золотоносных россыпей элювиально-коренного типа в уже известных золотоносных долинах и россыпях; в) непосредственными поисками элювиально-коренной золотоносности в районах, где такая золотоносность до настоящего времени не была известна, но где ее следовало ожидать на основе изложенных выше представлений о генезисе россыпей.

Анализ материалов по распространению и особенностям геологического строения известных золотоносных россыпей с момента открытия и начала добычи россыпного золота в таких старых золотоносных провинциях Сибири, как Енисейский край и Восточный Саян, показал исключительно хорошее совпадение пространственного положения выявленных уровней повышенной золотоносности осадочно-метаморфических пород и известной россыпной золотоносности. Все россыпи этих районов расположены либо целиком на площадях выходов золотосодержащих коренных пород, либо начинаются на этих породах своими верхними частями.

В частности, наиболее известные россыпи Восточного Саяна в верховьях р. Бирюсы (рис. 5) пространственно строго связаны с выходами углеродистых и пиритовых черных сланцев жайминской свиты верхнего протерозоя, с которыми, в свою очередь, совпадает один из выявленных автором /17/ уровней повышенной кларковой золотоносности. Все богатство россыпей этого района оказывается обусловленным тем, что прямолинейный отрезок долины р. Бирюсы с ее притоком ручьем Хорма совпал с простиранием пород жайминской свиты. В пределах этого отрезка долины россыпь имеет ярко выраженный элювиально-коренной характер с золотоносностью трещин

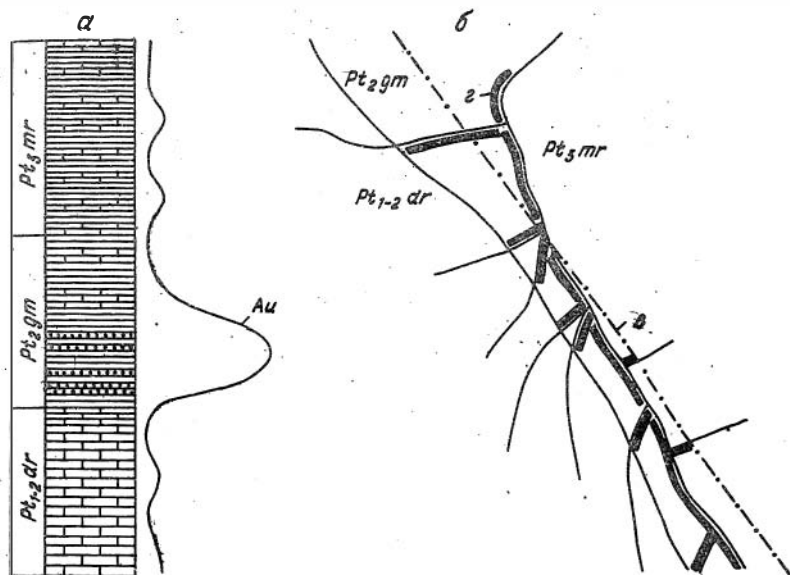


Рис.5. Размещение россыпей золота верховьев р.Бирюсы (Восточный Саян):

а - распределение золота в разрезе осадочно-метаморфических толщ; б - схема размещения элювиально-коренных россыпей; в - тектоническое нарушение; г - россыпи. dr - мраморы дербинской свиты, gm - углеродистые пиритовые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки жайминской свиты, mr - известняки, сланцы, туфогенные породы миричунской свиты.

плотика до глубины 1,5-4 м. С переходом долины р.Бирюсы из пород жайминской свиты в породы незолотоносной миричунской свиты россыпь тотчас меняет свой характер, становится аллювиальной и постепенно затухает вниз по течению.

Размещение плотиковых элювиально-коренных россыпей в бассейне нижнего течения рек Панимбы и Чиримбы (Энисейский край) также обнаруживает строгую приуроченность к участкам долин, пересекающих осадочно-метаморфические породы уровней повышенной кларковой золотоносности, совпадающих с кординской, удерейской, погорюйской и потоскуйской свитами.

В Кузнецком Алатау и Горном Алтае детальных исследований золотоносности осадочно-метаморфических толщ, подобных проведенным автором для Енисейского кряжа и Восточного Саяна /16,17/, до настоящего времени не проводилось, хотя в геологической литературе по этим районам неоднократно встречаются указания как на повышенную золотоносность некоторых пород, так и на пространственную приуроченность тех или иных групп россыпей к каким-либо осадочно-метаморфическим комплексам. В частности, по данным Н.А.Охалкина и А.В.Бозина /15/ известное золотое оруденение региона располагается преимущественно в породах богояльской - унгорской свит нижнего кембрия, и примерно с этим же стратиграфическим уровнем совпадает, например, группа россыпей бассейна р.Лебедь.

Следует еще раз повторить, что до настоящего времени ни в одном золотоносном районе СССР, кроме западного обрамления Сибирской платформы, а также ни в одном золотоносном районе за рубежом не проведены детальные литолого-геохимические исследования по изучению золотоносности осадочно-метаморфических толщ и связи с этой золотоносностью известных россыпей золота. Поэтому строго доказанные примеры генетической связи золотоносности осадочно-метаморфических толщ и элювиально-коренных россыпей ограничиваются приведенными нами выше. Однако на возможность такой связи и на непосредственно элювиальный характер россыпей неоднократно указывали в прошлом В.А.Обручев /13,14/ для Ленского района и Якутии, П.К.Яворовский /20/ и Э.Э.Анерт /1/ для Приморья, Н.К.Высоцкий /6/ и Н.Кураев /11/ для Урала, А.Я.Булытников /4,5/, А.Л.Додин /9/ для Кузнецкого Алатау, Л.А.Ячевский /21/ для Енисейского кряжа. По мнению Е.В.Шандера /18/, плотиковые россыпи на Колыме господствуют почти повсеместно.

В свою очередь, анализ вертикального строения (геологических разрезов) россыпей полностью подтвердил сделанные прогнозы о том, что в участках долин, пересекающих уровни повышенной золотоносности, россыпи будут представлены плотиковыми элювиально-коренными разновидностями, а в участках долин ниже золотосодержащих коренных пород - собственно аллювиальными приплотиковыми и надплотиковыми россыпями.

Так, например, в долине р.Чиримбы (Енисейский кряж), по данным геологической документации разведочных работ, изображаемая на планах единая россыпь распадается на продольных профилях на нес-

только совершенно независимых друг от друга и генетически различных россыпей: элювиально-коренные, связанные с золотосодержащими породами плотика; элювиальные приплотиковые; от размыва элювиально-коренных россыпей; от размыва ранее образованной элювиальной надплотиковой россыпи и опускания золота на плотик через толщу элювиальных отложений; россыпь выноса бокового притока; элювиальные надплотиковые россыпи: дальнего (более 10 км) сноса золота; ближнего сноса золота от размыва элювиально-коренной россыпи; ближнего сноса золота от размыва элювиальной приплотиковой россыпи; от размыва ранней элювиальной россыпи; россыпь выноса бокового притока; россыпь от размыва золотосодержащего коллювия. Все указанные типы россыпей сменяют друг друга в разрезе и по простиранию долины, но только элювиально-коренные россыпи имеют в долине четкую пространственную привязку к золотосодержащим сланцам коренного ложа реки.

Подобное указанному распределение различных по времени образования, морфологии, богатству и происхождению россыпей можно видеть также на продольных вертикальных разрезах главнейших золотосодержащих рек Енисейского края, Восточного Саяна и других золотосодержащих районов.

Наконец, для непосредственных поисков элювиально-коренных россыпей в районах и долинах рек, где до настоящего времени никакие россыпи не известны, автором проводилось специальное изучение золотосодержимости трещин в береговых скальных выходах осадочно-метаморфических пород в пределах установленных ранее уровней их повышенной кларковой золотосодержимости. С этой целью в реках, не несущих, как правило, золото в аллювии, в береговых скальных выходах золотосодержащих пород проходились шурфы, материал которых промывался обычным способом. Золото в трещинах найдено во всех районах распространения золотосодержащих осадочно-метаморфических пород докембрия по западной окраине Сибирской платформы (рис.6) даже там, где присутствие свободного золота до этого никто не предполагал (р. Нижняя Тунгуска, Игарский район и др.).

Наиболее показательным в этом отношении может быть пример со стрельногорской свитой Туруханского докембрия (см. рис.6а). При полном отсутствии золота в аллювии р. Нижней Тунгуски, шурф, пройденный в скальном обнажении аргиллитов стрельногорской свиты (содержащих первые доли г/т золота по данным пробирного анализа), на глубине 0,5-0,7 м показал присутствие первых пластинчатых

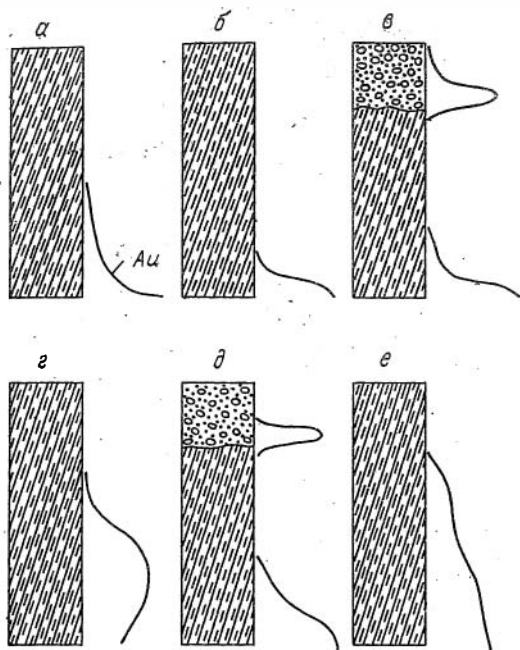


Рис.6. Распределение золота в сланцевых плотиках:

а - Туруханский район, р.Нижняя Тунгуска, левый берег, Воронихин мыс, стрельногорская свита; б - Игарский район, р.Енисей, правый берег, мыс Большие Луды, лудовская свита; в - Енисейский кряж, р.Чиримба между ручьями Певун и Педун, удерейская свита; г - Енисейский кряж, р.Большой Пит ниже ручья Оявол, удерейская свита; д - Енисейский кряж, р.Горбиллох ниже р.Талой, удерейская свита; е - Восточный Саян, р.Бирюса, устье ручья Хорма, жайминская свита. Глубина шурфов во всех разрезах не более 1,5 м.

знаков в трещинах пород и затем все большее возрастание количества зерен золота с глубиной. Такое же распределение золота установлено в сланцевых плотиках рек в Енисейском кряже и Восточном Саяне. Во всех пройденных выработках при полном отсутствии золота в аллювии и верхней части коренных пород свободное золото появляется в породах с глубины 0,6-1,5 м и количество его быстро увеличивается с глубиной (см. рис.6).

Характерно, что такое же явление наблюдается также в долинах рек со слабой золотоносностью аллювия. Несмотря на присутствие золота в приплотиковом слое элювиальных отложений, верхняя часть коренных пород в изученных разрезах лишена свободного золота, и оно появляется лишь с глубины 0,6–1,0 м. Это обстоятельство, по нашему мнению, убедительно свидетельствует об отсутствии так называемой просадки золота в уже сформированной элювиальной россыпи на плотик и верхнюю часть плотика, о генетической разнородности золота в изученных разрезах, о происхождении золота в приплотиковом аллювии рек Чиримбы и Горбилук (см. рис. 6, в, д) за счет отдаленных коренных источников, так как если бы золотоносность аллювия в данных случаях была связана с размывом элювиально-коренных россыпей, то отмеченного разрыва золотоносности между элювием сланцев и приплотиковым аллювием не существовало.

Изложенные выше представления о генезисе золотоносных россыпей плотикового типа позволяют по новому оценить поисковую роль россыпной золотоносности в долинах рек горных стран.

Совершенно непонятное с точки зрения существующих представлений о генезисе россыпей отсутствие плотиковых россыпей, сравнимых с россыпями известных золотоносных районов Сибири, в горных районах с омоложенными и альпийскими формами рельефа, несмотря на широкое распространение в этих районах проявлений коренной золотоносности и слабой золотоносности аллювия рек, объясняется, несомненно, тем, что формирование элювиально-коренных россыпей в этих районах в основном еще продолжается, либо разрушение их еще только началось.

В районах с древним, выположенным рельефом, имеющих многочисленные признаки золотоносности элювиальных отложений, также следует ожидать широкое распространение элювиально-коренных плотиковых россыпей, уцелевших от размыва вследствие слабо выраженных орогенических движений и отсутствия глубинной эрозии рек.

Формирование элювиально-коренных россыпей на некоторой глубине от коренного ложа рек делает эти россыпи чрезвычайно чувствительными к амплитудам неотектонических движений. Различие в амплитудах вертикальных движений двух соседних тектонических блоков всего лишь на 20–50 м, практически незаметное в геоморфологическом облике горных стран, определяет возможность того, что в двух соседних реках одна будет иметь вскрытую элювиально-ко-

ренную и аллювиальную россыпь, а во второй разрушение элювиально-коренной россыпи еще не начнется и она в лучшем случае будет нести лишь слабую, непромышленную золотосодержательность аллювия.

Таким образом, отсутствие золота в аллювии горной реки при наличии в бассейне этой реки горных пород, содержащих достаточно крупное, способное к концентрированию в россыпи свободное золото, свидетельствует о возможности обнаружения в долине реки следов элювиально-коренных россыпей. И наоборот, наличие в долине реки аллювиальных и ластиковых россыпей золота при отсутствии его концентрированных коренных источников указывает на возможность обнаружения в бассейне реки золотосодержащих пород, перспективных на выявление среди них участков с промышленным обогащением.

Литература

1. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск; Владивосток: Кн. дело, 1928. 932 с.
2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 492 с. (Избр. тр.; Т.IV).
3. Бондаренко Н.Г. Образование, строение и разведка россыпей. М.: Недра, 1975. 57 с.
4. Булытников А.Я. Золоторудные формации и золотосодержательные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1948. 298 с.
5. Булытников А.Я. Роль различных типов коренных месторождений золота в формировании и размещении россыпей // Труды Томского гос. ун-та. Томск, 1960. Т.I46. С.138-141.
6. Высоцкий Н.К. Месторождения золота Кочкарской системы на Южном Урале // Труды Геологического комитета, СПб, 1900. Т.XIII, № 3. 211 с.
7. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. Вып.6. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.71-101.
8. Гофман Э. О золотых промыслах Восточной Сибири // Горн. журн. 1844. Ч.IV. № II. С.196-277; № 12. С.347-420.
9. Додин А.Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. М.; Л.: Углетехиздат, 1948. 286 с.

10. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М.: Наука, 1972. 184 с.
11. Кураев Н. Миасская кварцево-серицитовая полоса с сульфидным оруденением // Сов. золотопромышленность. 1935. № 8. С.22-25.
12. Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений // Землеведение. 1950. Вып.3(43). С.161-168.
13. Обручев В.А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Часть III. Восточная Сибирь // Избр. тр. Т.Ш. М., 1961. С.280-414.
14. Обручев В.А. Мои путешествия по Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 288 с.
15. Охалкин Н.А., Бозин А.В. Литолого-стратиграфический контроль золотого оруденения в Коммунарском и Саралинском рудных районах (Кузнецкий Алатау) // Вопросы палеогеографии, вулканизма и металлогении позднего докембрия и палеозоя юга Средней Сибири. Красноярск, 1972. С.100-106.
16. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
17. Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 213 с.
18. Шанцер Е.В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // Геология россыпей. М., 1965. С.14-27.
19. Шило Н.А. Основы геологии россыпей. М.: Наука, 1985. 400 с.
20. Яворовский Н.К. Геологические условия образования некоторых золотоносных россыпей // Горн. журн. 1896. Ч.I. Т.I, № 3. С.366-403.
21. Ячевский Л.А. Бассейны рек Теи и Енашимо // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып.I. СПб., 1900. С.1-31.

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ГОРЕВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Енисейский край)

Горевское свинцово-цинковое месторождение со времени открытия в 1956 г. постоянно привлекает к себе внимание исследователей. Этот интерес в первую очередь вызван экономической важностью объекта, а также неоднозначностью до настоящего времени структурно-геологических и генетических представлений о месторождении /1,3,7,8,9,15/. В предлагаемой статье предпринимается попытка интерпретации нового литологического и геохимического материала для расчленения, корреляции рудоносного разреза верхнего рифея, а также реконструкции условий осадконакопления, синхронного рудообразования. Без достаточно надежного решения этих вопросов невозможны как структурные, так и генетические построения. Объем статьи не позволяет дать детальную характеристику всем стратиграфическим подразделениям разреза рифея (рис.1), известным в районе месторождения. Ввиду этого рассмотрены отложения только токминской свиты, непосредственно вмещающие рудные тела месторождения.

Литология

Токминская свита рассматривается нами согласно "Решению Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию ..." в составе тунгусикского горизонта /10/. Описание ее дается в основном по материалам, полученным при изучении разреза на правом берегу р.Ангара у пос.Новоангарск. Исключение составляет первая подпачка нижней пачки, вскрываемая только в пределах опытно-промышленного, каменного карьеров и в близкорасположенных к ним скважинах. Опорный разрез токминской свиты на правом берегу р.Ангара послужил основой для расчленения и корреляции отложений свиты, обнажающихся на левом берегу и в пределах опытно-промышленного карьера.

В районе Горевского месторождения на стадии современной изученности в составе токминской свиты выделяется три пачки (ниж-

няя, средняя и верхняя), каждая из которых подразделяется на три подпачки.

Первая подпачка в составе нижней пачки токминской свиты в районе месторождения выделяется впервые. Отложения подпачки ранее рассматривались в составе верхней части токминской свиты /15/, а нижняя существенно сланцевая часть ее относилась к сланцам сухохребтинской свиты /6/. Подпачка выделяется в одном пересечении в пределах опытно-промышленного и каменного карьеров, а также по скважинам 2019, 2010, 2002, 2004, 2005, 2009, и в дальнейшем ее объем может быть скорректирован. Выделение первой подпачки именно на этом стратиграфическом уровне – в нижней части токминской свиты при переходе ее к шунтарской, а не в составе сухохребтинской свиты – обусловлено следующими причинами:

1. Широким развитием в составе первой подпачки слоев глинистых сланцев, крупных пакетов переслаивающихся пород, где углеродсодержащие алевритоглинистые сланцы преобладают.

2. Близостью состава сланцев подпачки к "шунтарскому", а не "сухохребтинскому" типу (обилие железистых карбонатов, тонкое переслаивание как разновидностей сланцев между собой, так и сланцев с карбонатными породами).

3. Появлением в региональном масштабе на этом стратиграфическом уровне крупных прослоев сидеритов и развивающихся по ним окисных железных руд (реки Татарка и Енисей – выше пос.Каргино).

4. Уменьшением количества глинистых сланцев в разрезе подпачки снизу вверх по разрезу, что соответствует геологическому положению подпачки – переходу от шунтарской свиты к токминской. Если рассматривать подпачку как переход токминской свиты в сухохребтинскую, количественное соотношение сланцев и карбонатных пород было бы противоположное.

5. Присутствием в разрезе нижней части токминской свиты (ниже устья р.Рудаковки) прослоев зеленовато-серых алевритоглинистых и углеродистых алевритоглинистых сланцев, аналогичных таковым в описываемой подпачке, что является хорошей "связкой" первой и второй подпачки нижней пачки. Принадлежность карбонатного разреза ниже р.Рудаковки (с прослоями сланцев) к нижней части токминской свиты общепризнана. Подобные прослои сланцев в верхней части токминской свиты не известны.

Первая подпачка представляет собой переслаивание слоев и

видная, 21- подводно-оползневые текстуры, 22- оползневые брекчи, 23 - слепки промоин, микро-
эрозийные поверхности, 24 - кремнистые конкреции, 25 - онколиты (?); 26 - рудные тела. Го-
ревого месторождения (I - Главное, 2 - Западное, 3 - Северо-Западное), 27 - рудопровле-
ния: I - Рудаковское, II - Каргинское; 28 - геологические границы: а - согласные, б - несог-
ласные, в - тектонические нарушения.

пакетов различных по составу слоев (сверху (вниз):

Мощность, м

1. Известняки, глинистые известняки серые
тонкослоистые горизонтально-, прямолинейно-слоис-
ные; градиционно-слоистые, реже - со слепками
промоин и косой слоистостью, с прослоями (до пер-
вых метров) глинистых сланцев 170

2. Сидериты, кремнистые сидериты, силициты,
сидеритовые силициты серые, темно-серые, полиме-
таллические руды. Характерны слоистые, обломоч-
ные, брекчиевидные текстуры 100

3. Известняки, глинистые известняки серые
горизонтально-, прямолинейно-слоистые, реже гра-
диционно-слоистые 30-50

4. Переслаивание черных глинистых сланцев,
кремнистых сидеритов 20

5. Кремнистые сидериты, сидериты, сидерито-
вые силициты, силициты, прослои полиметаллических
руд; слоистость горизонтальная, линзовидная, брек-
чиевидные текстуры 25-30

6. Глинистые, алевроитоглинистые, карбонатно-
глинистые сланцы с прослоями сидеритов, кремнис-
тых сидеритов, глинистых известняков и долами-
тов 90

Общая мощность подпачки, по-видимому, может
достигать 450 м.

Микроскопическое изучение пород подпачки вы-
являет еще большее разнообразие типов, чем то, что
отмечается при макроскопическом описании разреза.
Среди карбонатных пород выделяются известняки, до-
ломитистые и доломитовые известняки, известковис-
тые доломиты, сидериты, кремнистые сидериты. Сре-
ди терригенных пород широко развиты сланцы, раз-
нообразие которых определяется как первичным сос-
тавом тонкослоистых смешанных карбонатно-алеври-
тоглинистых отложений, так и процессами контраст-
но-зонального метаморфизма. Карбонатные породы,
как правило, обогащены тонкочешуйчатым серицитом

и флогопитом, тонкодисперсным углеродисто-глинистым веществом, кварцем алевритовой размерности, имеющим, по-видимому, терригенное происхождение. Известняки мелкозернистые во многих случаях обломочные (тонкообломочные, шламовые). Устанавливаемые макроскопически косая и градационная слоистости наблюдаются и под микроскопом. Первая выражается в различной зернистости кальцита в слоях и в различном содержании тонкодисперсного слюдисто-глинистого вещества, приуроченного к межзерновым пространствам. Градационная слоистость характеризуется уменьшением зернистости снизу вверх в градационном ритме, часто — увеличением содержания тонкодисперсной глины в верхней части ритмов. Нередко градационное распределение характерно и для примесного алевритового кварца. Метаморфические преобразования известняков выражаются в слабой общей перекристаллизации, развитии порфиробластических выделений флогопита, серицита, хлорита, биотита, сульфидов. Порфиробласты флогопита, хлорита и биотита обычно приурочены к доломит- и сидеритсодержащим разностям пород.

Сидериты, в отличие от описанных карбонатных пород, обычно обладают более выдержанным составом и зернистостью (от мелкозернистых до микрозернистых). Для них в меньшей степени характерны силикатная примесь и углеродистое вещество. Примесь кварца чаще образует самостоятельные маломощные прослои и значительно реже — равномерную вкрапленность в сидерите. Кроме равномерно-зернистых сидеритов, иногда встречаются разновидности с оолито-подобным строением (размер "оолитов" 0,25–0,3 мм). Перекристаллизации чистые сидериты подвержены редко, значительно чаще перекристаллизованы сидериты с силикатной примесью или смешанные сидеритсодержащие породы. Перекристаллизованные участки содержат сидерит, кварц, галенит, сфалерит, пирротин, магнетит, хлорит, биотит. По-видимому, от наличия незначительной силикатной примеси в "чистых" сидеритах зависит содержание порфиробластических выделений биотита и хлорита. Известны прослои сидеритов, полностью лишенные их, а также прослои, содержащие их в количестве до первых десятков процентов. Характерна парагенетическая связь магнетита и сидерита в сидеритсодержащих породах. Наблюдаемые микротектурные и макроструктурные особенности (микропросечки, заливы магнетита в сидерите, реликты сидерита в магнетитовых зернах, всегда более крупнозернистые агрегаты сидерит-магнетит-

содержащих пород, чем вмещающие мелко-, микрзернистые сидериты) свидетельствуют о постседиментационном, эпигенетическом характере магнетитовой минерализации. Под микроскопом наблюдаются и текстуры тектонического дробления сидеритов. Характерны, что зоны дробления практически всегда сопровождаются интенсивной перекристаллизацией и окварцеванием.

Среди пород первой подпачки наиболее изменчив минеральный состав сланцев. Отметим самые главные их обобщенные типы, учитывая, что между ними и описанными выше карбонатными разновидностями пород существуют все переходные члены.

Углеродисто-хлорит-кварц-карбонат-серицитовые сланцы широко развиты в юго-западной части опытно-промышленного карьера. Они характеризуются различным соотношением слагающих минералов. Наблюдается микро- и тонкое переслаивание описываемых сланцев. Структура лепидобластовая, гранолепидобластовая. Изредка встречаются оолитоподобные формы выделений сидерита и железистого доломита (размер "оолитов" около 0,25 мм). При увеличении содержания сидерита и железистого доломита наблюдается переход к мергелевым сланцам, увеличение содержания алевритового кварца приближает описываемый тип к менее распространенным метаалевритовым существенно кварцевым породами. Описываемые сланцы в различных количествах содержат порфиробластовые, реже сегрегационные выделения биотита, хлорита, пирротина, редко граната, реликты хлоритоида. Содержание биотита в отдельных случаях достигает 20 %. Наблюдаются реакционные взаимоотношения хлорита и биотита обычно с замещением первого последним. Вместе с тем, необходимо отметить существование разновидностей сланцев, где тонкодисперсный углеродисто-глинистый агрегат содержится в количествах, заметно превышающих первые проценты.

Серицитовые сланцы наиболее развиты в юго-западной части карьера. Отдельные слои в многослойных пакетах сложены тонко-, мелкочешуйчатыми "чистыми" представителями этого типа. Обычно же серицитовые сланцы содержат в различных количествах примесь алевритового кварца, хлорита, реликта полуокисленного сидерита и железистого доломита. В зоне гипергенеза сланцы замещаются гидрослюдистым агрегатом с примесью каолинита.

Необходимо особо выделить разновидность кварц-серицит-хлоритовых сланцев, имеющих своеобразную зеленую окраску, усиливаю-

щуюся при выветривании. Они известны в средней и верхней частях подпачки, вскрывающихся в каменном карьере и скважинами 2002 (интервал I-58 м), 2004 (интервал 56-92 м). В разрезе скважин сланцы претерпели существенное экзогенное изменение. Соотношение хлорита и серицита в сланцах изменчиво, но чаще, по-видимому, преобладает первый. Содержание алевритового кварца варьирует от первых процентов до десятков, нередко выделяются самостоятельные слои глинисто-кварцевых (хлорит-кварцевых) метаалевролитов. Характерна постоянная примесь реликтов окисленного сидерита, отмечаются единичные зерна терригенного (?) турмалина и порфиروبластовые выделения биотита.

Силициты образуют самостоятельные слои, тонкие, микроскопические слои в ассоциации с сидеритами и значительно уступают им в распространенности. Неперекристаллизованные разности имеют мелкозернистое (редко микрозернистое) строение с "точечными" микровключениями сульфидов. В зонах перекристаллизации характерно контрастное изменение крупности зерен, появление галенита, пирротина, сфалерита. Перекристаллизация - пятнистая, послынная, прожилковая.

Вторая подпачка нижней пачки вскрывается на правом берегу Ангары ниже и выше устья р.Рудаковки, а также, по-видимому, на левом берегу ниже устья р.Алешинной. Она сложена известняками с прослоями доломитистых и доломитовых известняков. Известняки слабоуглеродистые, углеродистые (в целом максимально высокие содержания углеродистого вещества относительно всего разреза токсинской свиты), алевритистые, глинистые, местами слабокремнистые (углеродистое, глинистое и кремнистое вещество распределено неравномерно), черные, темно-серые. Характерно чередование пакетов тонко-, средне-, толсто-, мощнослоистых пород. В тектонических зонах устанавливается значительное вторичное обогащение углеродистым веществом первично-слабоуглеродистых известняков. В нижней части подпачки встречаются прослои черных глинистых и зеленовато-серых (туфогенных ?) сланцев мощностью от первых сантиметров до 2,5 м. В верхней части подпачки появляются прослои (первые десятки сантиметров) черных оолитовидных известняков и доломитовых известняков. Здесь же установлены прослои (до 10 см), насыщенные микрослойками кремнистого вещества. В нижней части пачки встречаются редкие рассеянные кремнистые конкреции. Кроме

характерного для большей части разреза свиты вкрапленного пирротина в наиболее углеродистых породах подпачки отмечаются тонкие прослои (доли – первые сантиметры) сингенетичного пирита. В средней части подпачки в единичных слоях (доли – первые сантиметры) присутствует мелкая косая слоистость. Мощность подпачки составляет около 360 м.

Микроскопическое изучение пород подпачки показало, что наиболее распространены известняки с тонкодисперсной примесью углеродисто-глинистого вещества. Примесь доломита в целом для подпачки незначительна. Доломитосодержащие известняки и редко прослои известковистых доломитов содержат обильные порфирообластные выделения флогопита, хлорита, редко биотита. Обычно породы мелкозернистые, часто с уплощенными зернами кальцита. Углеродисто-глинистое вещество распределено равномерно. Примесь алевритового кварца не превышает первых процентов. Алевритовый кварц образует цепочки зерен параллельно слоистости и прерывистые слои мощностью в несколько зерен. Вместе с тем, характерны также тонкие прерывистые слои кристаллически-зернистого кварца, представляющие собой продукты или постседиментационных преобразований пород, или нормального хомогенного осаждения кремнезема. Обычно присутствие кварца вызывает появление микрослоистости.

Весьма характерной чертой описываемой пачки являются округлые оолитовидные образования размером от долей мм до 8 мм (наиболее часто встречающиеся – 2–3 мм). Они известны в коренном обнажении на правом берегу р. Ангара, в 2300 м выше устья р. Рудавки, в скв. 2044 (интервал 14–294 м), в скв. 130 (интервалы 348–353,5; 365–375,5; 382–397 м). В скважине 2044 и на правом берегу р. Ангара оолиты содержатся в углеродистых известняках, в скв. 130 – в известковых доломитах. Оолиты имеют кальцитовый состав, нередко зональное строение. В скв. 130 на уровне 372 м совместно с известковыми оолитами встречаются пиритовые оолитовые образования. Известковые оолиты образуют послойные и линзовидные скопления. Характерным для оолитов из обнажения правого берега Ангара и скв. 2044 является наличие силикатного ядра, сложенного отдельными выветрелыми кристаллами полевых шпатов или агрегатом темных выветрелых минералов.

Углеродисто-кремнисто-серицитовые (гидрослюдистые) сланцы обычно микрослоистые. Слоистость прерывистая, линзовидная, обус-

довленная неравномерным послойным распределением кварца. Мелкозернистый кварц, по-видимому, двух типов: унаследованный алевритовый терригенный и аутигенный, возникающий или на стадии постседиментационных преобразований пород, или в процессе хемогенного осаждения. Общее содержание кварца в сланцах изменчиво. Так, оно высокое, вплоть до содержаний, отвечающих алевролитам, в прослоях сланцев в нижней части подпачки (разрез подпачки ниже р.Рудаковки) и сравнительно низкое в прослоях сланцев мощностью до 2,5 м (правый берег р.Ангары; 1650 м выше устья р.Рудаковки).

Кварц-серицит-хлоритовые сланцы зеленовато-серой окраски не отличаются от таковых в первой подпачке.

Третья подпачка нижней пачки обнажается в повторяющихся разрезах на правом берегу, а также в северо-восточной части опытно-промышленного карьера.

Подпачка сложена известняками, глинистыми известняками серыми ритмично-слоистыми, среднеслоистыми в переслаивании с пакетами тонко-, микрослоистых известняков, глинистых и глинисто-алевритовых известняков. Слоистость выдержанная, горизонтальная, прямолинейная. В верхней части пачки выделяется 3-4 обобщенных уровня развития кремнисто-доломитовых, доломитовых, кремнистых, железисто-карбонатных пород (мощность слоев и линз от сантиметров и первых десятков сантиметров до первых метров). Эти горизонты иногда представлены зеленовато-желтыми, табачно-желтыми, белыми и красно-коричневыми рыхлыми корами выветривания. Для верхней части подпачки характерны кремнистые конкреции, рассеянные и в виде скоплений, приуроченных к слоям мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров. Более редки пиритовые конкреции. Мощность подпачки около 110 м.

Микроскопическое изучение ритмично-слоистых пород подпачки из обнажений на правом берегу р.Ангары показывает, что для них характерно довольно контрастное разделение на известняки (преобладающие) и известково-глинистые, глинистые породы.

Известняки обычно мелкозернистые, как довольно чистые, так и с примесью тонкодисперсного глинистого агрегата, приуроченного к границам кальцитовых зерен. Кальцит по данным окрашивания иногда слабोजелезистый. Содержание алевритового кварца изменчивое - от первых процентов до 10-15 %. Обычно он или равномерно рассеян в породе, или слагает микролинзочки, прерывистые микро-

слойки. Глинистое вещество частично перекристаллизовано до серицита с редкой примесью флогопита. Отсутствие заметных количеств углеродистого вещества привело к контрастной эпигенетической дифференциации вещества. Так, широко развиты слои (доли - первые сантиметры) с тонкой микроскопической внутренней слоистостью, характеризующейся чередованием микрослоев "чистых" известняков и мономинеральных более тонких, чем первые, серицитовых микрослоев.

В карбонатно-терригенных слоях соотношение кальцита, алевроитового кварца и глинисто-серицитового агрегата различное, но содержание кальцита редко опускается ниже 10-15 %.

Доломиты из крупных линзовидных прослоев практически не содержат кальцита. Обычно это мелкозернистые с незначительной примесью кварца породы. Характерно присутствие порфиробластического темноокрашенного биотита. В зонах перекристаллизации он замещается хлоритом.

Первая подпачка средней пачки обнажается на правом берегу р. Ангары в нескольких участках общего протяженного обнажения. Кроме того, она вскрывается на левом берегу Ангары (350 м выше по течению от опытно-промышленного карьера; по ключу Горовому; по ключу, впадающему в Ангару в 800 м выше устья р. Алешиной, а также в пределах опытно-промышленного карьера).

В составе подпачки отмечаются известняки, слабокремнистые известняки серые, темно-серые (на поверхности выветривания - темно-серые) с прослоями (доли - первые сантиметры) глинисто-кремнистых известняков через 5-20 см, окрашенных на поверхности выветривания в коричневый цвет, с более высоким содержанием вкрапленных сульфидов. Слоистость горизонтальная, прямолинейная, часто развиты оползневые текстуры. На поверхности выветривания возникает "ребристость". Характерны рассеянные кремнистые конкреции. Встречаются прослои (до 20 см) перемешанных (?) конкреций и фрагментов глинисто-кремнистых слоев. Обычно они залегают среди пород с оползневыми текстурами. Переход в подстилающую и перекрывающую подпачки постепенный. Общая мощность подпачки более 70 м.

Микроскопическое строение неоднородное. Оно обусловлено макрослоистостью. В более "массивных" прослоях порода представлена обычно мелкозернистым известняком с равномерно распределен-

ными тонкодисперсной углеродисто-глинистой, глинистой примесью и алевритовым кварцем (2-5 %). Эти однородные в структурном и текстурном отношении прослои при макроскопическом изучении обычно принимаются за наиболее "чистые" известняки. В прослоях, макроскопически имеющих четкую тонкую слоистость, под микроскопом устанавливаются микрослойки кварца, послойно распределенные выделения серицита, редко - сгустки углеродисто-серицитового состава. Отдельные слои сложены доломитистым известняком, (в них обычно появляются чешуйки флогопита). Для таких пакетов слоев характерны перекристаллизация, повышенное, по сравнению с обычным, содержание порфиробластов пирротина. Появляется метаморфическая слоистость, обусловленная дифференциацией карбонатного и серицитового агрегатов. Наблюдаются слои с обломками, фрагментами силицитовых микрослоев, редко - углеродистых известняков.

Вторая подпачка средней пачки обнажается на правом берегу р.Ангара в восточной половине обнажения, а также на левом берегу - от начала обнажения ниже устья р.Карпы до грузового причала.

В составе подпачки отмечаются известняки углеродсодержащие, темно-серые до черных (на поверхности выветривания - темно-серые с сизым оттенком), с редкими прослоями слабоглинистых, глинистых, слабосиликатных известняков. Слоистость выдержанная горизонтальная, прямолинейная, изменяющаяся по мощности слоев от микро- до толстослойной. Встречаются слои (до нескольких метров) практически массивных известняков. Из всех выделенных подпачек токминской свиты в описываемой слоистые текстуры наименее развиты. В нижней части подпачки появляются мелкие (доли - первые миллиметры) уплощенные фрагменты глинисто-кремнистых слоев, редкие в "массивных" известняках и слагающие обособленные слои мощностью в первые сантиметры в интервалах тонкослойных пород. В целом подпачка характеризуется максимальной "массивностью" пород и минимальным содержанием глинистого вещества. Типично сравнительно повышенное (относительно свиты в целом) содержание углеродистого вещества, не достигающее, однако, уровня содержаний во второй подпачке нижней пачки. Общая мощность подпачки около 190 м.

Под микроскопом породы подпачки характеризуются довольно однообразным составом и строением. Это мелкозернистые известня-

ки, редко доломитистые известняки с равномерно распределенным тонкодисперсным углеродисто-глинистым веществом. В отличие от подстилающей подпачки алевритовый кварц содержится в меньших количествах, иногда отсутствует вовсе. При повышенных содержаниях углеродисто-глинистого вещества удается установить реликтовую обломочную алевритовую структуру известняков, благодаря "консервирующему" действию углеродистого вещества, препятствующего перекристаллизации карбонатных обломков. Видимые микроскопически тонкие фрагменты слоев темноокрашенных пород (чешуйчатой, пластинчатой формы) под микроскопом устанавливаются как углеродсодержащие известняки. Границы этих обломков нечеткие, "размытые". Довольно редкие (по сравнению с другими подпачками) пакеты переслаивающихся слоев сложены сильно карбонатными алевритоглинистыми сланцами, углеродистыми карбонатно-глинистыми сланцами, более редкими линзовидными микрослоями существенно алевритовых и кремнистых пород. Метаморфические преобразования пород выразились в избирательной перекристаллизации, что наиболее характерно для интервалов с тонкой слоистостью, в появлении флогопита в доломитсодержащих породах, частичном обособлении глинисто-углеродистого материала.

Третья подпачка средней пачки уверенно выделяется только в разрезе правого берега р. Ангары, в восточной моноклинально залегающей части обнажения. По-видимому, она частично вскрывается в начале обнажения по левому берегу р. Ангары ниже устья р. Картицы.

Подпачка сложена известняками серыми, темно-серыми (на поверхности выветривания более темноокрашенными). Слоистость горизонтальная, прямолинейная, изменяющаяся в различных интервалах от тонкой до очень толстой и мощнослоистой. Градационная слоистость микроскопически выражена неясно. Косая слоистость развита слабо. В средней части пачки отмечается слой (15 м) с перекрестной мульдобразной косой слоистостью. В целом для подпачки характерны минимальные содержания глинистого вещества (относительно всего разреза свиты). Мощность подпачки около 120-160 м.

По шлифам из пород подпачки устанавливается преобладание известняков. Существуют, по-видимому, прослои с незначительной примесью доломита. Алевритовый кварц содержится в минимальных для всего разреза количествах. Встречаются единичные зерна тур-

малина и скопления игольчатого рутила ($< 0,01$ мм). В отдельных шлифах отмечается присутствие тонкодисперсно-глинистого материала, приуроченного к границам кальцитовых зерен. В единичных шлифах наблюдается градационное распределение по размерности зерен кальцита, алевритового кварца и концентрация тонкодисперсного глинистого материала в верхних частях микроритмов.

Метаморфические преобразования сводятся к избирательной прожилковой, послышной перекристаллизации, появлению чешуек серицита, флогопита.

Первая подпачка верхней пачки вскрывается на правом берегу р. Ангары в восточной части обнажения. Подпачка сложена известняками, глинистыми, слабоглинистыми известняками серыми (на поверхности выветривания светло-серые, белесые, серые, темно-серые). Редко встречаются прослои доломитистых и доломитовых известняков. Для подпачки характерна наиболее ярко проявленная и часто встречающаяся (относительно всей свиты в целом) градационная слоистость. Мощность турбидитных циклов составляет в среднем первые сантиметры (от долей до 10–15 см). Редко наблюдаются слойки (около 1 см) с мелкой косо́й слоистостью. Мощность подпачки около 140–200 м.

Микроскопические исследования с применением методов окрашивания показывают, что породы представлены, главным образом, известняками. Доломит обнаруживается в единичных шлифах в виде примеси до 30–40 % в микрослойках среди преобладающего кальцитового агрегата. Обычной примесью является алевритовый кварц в количествах 1–5 %. Среди аксессуарных терригенных компонентов устанавливаются полевые шпаты, турмалин. Иногда присутствует тонкодисперсное глинистое вещество, приуроченное к стыкам карбонатных зерен. Градационно-слоистое строение обнаруживается и под микроскопом. Изменения размеров зерен кальцита и алевритового кварца происходит в одном направлении при пересечении градационного ритма. Обломочная структура карбонатных зерен устанавливается не всегда однозначно. Глинисто-слоистое вещество или приурочено к верхним частям градационных ритмов, или сильно обогащает отдельные микрослойки вне связи с отчетливой градационной слоистостью.

Постседиментационные преобразования выражаются в общей и избирательной перекристаллизации. При этих процессах часто наб-

людается увеличение размерности зерен кальцита относительно первичных зерен кварца. Глинистое вещество раскристаллизовано до серпидита, флогопита, хлорита. Отмечаются порфиробласты пирротина. Флогопит и хлорит образуют часто порфиробластовые чешуйки и агрегаты, по размерам значительно превышающие общую зернистость породы. В отдельных шлифах отмечается замещение флогопита хлоритом.

Вторая подпачка верхней пачки вскрывается на правом берегу р. Ангара в восточной части обнажения. В составе подпачки отмечаются известняки, слабоглинистые известняки серые (на поверхности выветривания светло-серые, белесые) с прослоями (2–15 см) внутриформационных гравелитов, дресвяников, гравелито-брекчий (в обломках – фрагменты слоев глинистых известняков и известково-глинистых пород). Характерны подводно-оползневые текстуры, микроэрозионные поверхности, косая и градационная слоистость. Широко развита обычная для свиты горизонтальная прямолинейная слоистость (от тонко- до очень толстослоистой). Мощность подпачки составляет около 350–380 м.

Микроскопическое изучение показывает, что по соотношению карбонатных минералов среди пород подпачки преобладают известняки. В отдельных участках разреза подпачки им лишь незначительно уступают по распространенности доломитистые известняки, которые или образуют микрослойки в пределах площади шлифа, или слагают его полностью. Постоянно присутствующая примесь алевритового кварца на уровне 1–5 % может достигать в отдельных слоях 15–30 %. Терригенному кварцу сопутствуют акцессорные рутил, турмалин, циркон. Причем содержание тонкоигольчатого рутила достигает в отдельных слоях первых процентов. Структура карбонатных пород – мелкозернистая, генетическая природа ее не всегда однозначна. Часто она обломочная. Эта разновидность наиболее характерна для градационных серий, где, как это отмечалось уже для нижезалегающих толщ, крупность зерен уменьшается от подошвы к кровле с увеличением глинистой составляющей. В верхних частях градационных ритмов появляется или увеличивается содержание доломита и тонкоигольчатого рутила. Характерной особенностью подпачки является незначительная (по сравнению с нижезалегающими подпачками) распространенность тонкодисперсного глинистого вещества. Обычно оно раскристаллизовано до тонкочешуйчатого серпидита и флогопита.

Если обломочная природа мелкозернистых карбонатных пород не всегда бывает доказана, то в довольно многочисленных прослоях гравелитов и дресвяников она не вызывает сомнения. Обломки представлены известняками, углеродистыми известняками, пиритизированными известняками, известковыми доломитами, гидрослюдистыми кварцевыми алевролитами, карбонатными алевролитами, силицитами, карбонатными силицитами. В качестве редких представителей в шлифах были встречены обломки фосфатных пород. Обломки их округлой и угловатой формы размером 2–3 мм. Одни обломки сложены темноокрашенным фосфатным аморфным веществом с примесью кальцита, в других случаях фосфатные слои находятся в переслаивании с микрослойками кварцевого состава.

Процессы метаморфизма выразились в избирательной перекристаллизации, появлении более крупных, чем преобладающий размер зерен породы, порфиробластических выделений пирротина, флогопита, редко серицита.

Третья подпачка верхней пачки вскрывается в самой восточной части обнажения правого берега р. Ангары. Она представляет собой ритмичное переслаивание известняков, слабоалевритовых известняков (1–15 см), алевритоглинистых известняков, реже доломитистых, доломитовых известняков, карбонатно-глинистых сланцев (0,5–2 см) серых (на поверхности выветривания – более светлоокрашенные). Слоистость горизонтальная, прямолинейная, мелкая косая (мощность слоев с косой слоистостью не более 1–2 см). Иногда наблюдается неясно выраженная градационная слоистость. Прослой, обогащенные терригенным материалом, в свою очередь имеют микрослоистое строение. При выветривании пород подпачки образуется ребристая поверхность. Мощность подпачки около 300–380 м.

Под микроскопом обычно устанавливаются известняки с тонкими прослоями доломитовых, доломитистых известняков и известковистых доломитов. Преобладают породы без примеси доломита. Обычно это тонкодетритовые (мелкозернистые) породы с наблюдаемой и под микроскопом градационной слоистостью, которая обусловлена различным размером зерен кальцита в основании градационного ритма (0,05–0,1 мм) и в верхней части его (0,01–0,03 мм). Этой же закономерности подчиняется и примесь (1–5 %) алевритового кварца (вариация размеров зерен в тех же пределах, что и для кальцита). В верхней части градационного ритма отмечаются более высокие содержа-

ния тонкодисперсного глинистого вещества или образующегося по нему тонкочешуйчатого агрегата серицита и флогопита. К этой части ритма тяготеет также доломит, если он содержится в породе, и выделения сульфидов. В составе обломочной алевроитовой фракции отмечаются единичные зерна турмалина, плагиоклаза, циркона, рутила.

В составе порфиروбластических выделений содержится флогопит, серицит, пирротин. Необходимо отметить, что градиционная слоистость обломочного известняка подчеркивается и усиливается процессами перекристаллизации, когда в основании ритмов более "чистые" известняки перекристаллизованы сильнее.

Выявленные особенности литологии токминской свиты и корреляция ее частей в тектонических блоках позволили уточнить структурное и стратиграфическое положение стратиформного оруденения Горевского месторождения. В тектоническом отношении Горевское рудное поле приурочено к восточному крылу Алешинской антиклинали (горст-антиклинали), ядерная часть которой обнажается на левом берегу р. Ангары в районе мыса Татарский Бык. В восточной части крыла (ключ Сакалов, о-в Погромный) токминская свита перекрывается отложениями сухохребтинской свиты, в западном и юго-западном направлении она сменяется отложениями шунтарской свиты (р. Алешина), в ядерной части горст-антиклинали вскрываются отложения нижней части тунгусикской и верхней части сухопитской серий (см. рис. I). Эта крупная структура сильно осложнена складчатостью более высоких порядков. К одной из них относится система складок с азимутальным направлением осей, субпараллельным оси Алешинской антиклинали. Вторая система осложняющей складчатости ориентирована перпендикулярно направлению основной складчатости и выражена не так отчетливо. Ее проявление находит выражение в ундуляции шарнира Алешинской антиклинали, в погружении шарниров мелких складок в южных румбах в обнажениях на правом берегу р. Ангары, а также развороте структур второго порядка на некоторых участках площади согласно запад-северо-западному направлению.

Существование сравнительно крупной синклинальной складки, выделенной М. Л. Шерманом /15/ непосредственно в пределах Горевского месторождения, проблематично на том основании, что в береговых обнажениях левобережья Ангары выше карьера отсутствуют отложения верхней пачки токминской свиты. Су-

щественно глинистые, алевроитоглинистые отложения в юго-западной части карьера по своему характеру сопоставимы только с самыми нижними горизонтами токминской свиты. Кроме того, им не находится симметричного эквивалента в предполагаемой М.Л.Шерманом син-клинальной структуре.

Распределение многочисленных нарушений, по-видимому, определенным образом соотносится с двумя системами складчатости.

Непосредственно на месторождении разрывные нарушения оказывают не меньшее влияние на положение рудных тел, чем пликтивная тектоника. Вертикальная амплитуда перемещения по ряду нарушений значительна и сопоставима с мощностью отдельных подпачек, что хорошо подтверждается в обнажениях на правом берегу р. Ангары. В пределах карьера нарушение северо-западного простирания, опоясывающее Главный разлом, срезает самые молодые отложения верхней части нижней пачки, а также перекрывающие ее породы средней пачки и выводит на один гипсометрический уровень с ними отложения самых нижних частей нижней пачки (см. рис. I), представляющих собой, по-видимому, переходную часть к шунтарской свите.

Таким образом, обобщенные в пределах опытно-промышленного карьера рудные тела Горевского месторождения в реконструируемой стратиграфической колонке (см. рис. I) несколько разобщены, но находятся в пределах одной нижней пачки токминской свиты. Главное рудное тело приурочено к верхней ее части, а Северо-Западное и Западное рудные тела — к нижней.

Геохимия осадочных пород Горевского рудного поля

Методические подходы к изучению петрохимии осадочных пород изложены нами ранее /II, I2/.

Силикатные анализы пород токминской свиты разбились на две неравные по объему выборки карбонатных, карбонатсодержащих (CO_2 I2 %) и силикатных пород. Все анализы карбонатных пород токминской свиты, имеющие стратиграфическую привязку, вынесены на петрохимическую диаграмму (рис. 2). К сожалению, привлеченного количества анализов явно недостаточно для того, чтобы выявить значимые статистические оценки сходства и различия состава пород выделенных литостратиграфических подразделений.

Породы первой подпачки нижней пачки образуют на диаграмме обособленное поле точек составов, отличаясь от других подпачек железистым составом карбонатов (сидериты, анкериты, железистые доломиты) и повышенным содержанием силикатной примеси, позволяющим относить их к карбонатным (сидеритовым, доломитовым) глинистым сланцам и алевролитам (тип IV, см. рис.2).

Породы второй подпачки нижней пачки представлены семью анализами, подборка которых не соответствует процентному соотношению главных разновидностей пород. Так, количество известняков (тип А на диаграмме, см. рис.2) занижено по сравнению с доломитовыми и доломитсодержащими породами. По содержанию некарбонатных компонентов (силикатные минералы и углеродистое вещество) породы подпачки относятся к IV и III типам (см. рис.2) в этом отношении близки к породам первой подпачки.

Породы третьей подпачки нижней пачки по данным силикатного анализа относятся ко всем разновидностям классификации от известняков до известковистых доломитов, причем характерно, что доломитсодержащие породы более обогащены силикатной примесью, чем известняки. Так, породы с известковым составом карбонатов относятся к слабоглинистому типу, а отдельные пробы с соотношением карбонатов, отвечающих известковым доломитам, — к карбонатным глинистым сланцам. Для проб, взятых в пределах опытно-промышленного карьера, характерна более высокая доломитистость.

Составы пород первой подпачки средней пачки по соотношению кальцита и доломита, а также карбонатов и силикатной примеси близки к составам пород вышеописанной третьей подпачки нижней пачки. Породы второй подпачки средней пачки по соотношению карбонатных минералов относятся к доломитистым, доломитовым известнякам и известковым доломитам, по соотношению карбонатных минералов и силикатной примеси — к слабоглинистым, слабосиликатным разновидностям. Породы верхней пачки (в целом без расчленения на подпачки) образуют довольно компактное поле точек составов на петрохимической диаграмме (см. рис.2). По соотношению карбонатных минералов установлены типы, соответствующие известнякам, доломитистым известнякам и доломитовым известнякам (распределение проб по перечисленным типам соответственно — 8:10:12). По соотношению карбонатных и силикатных компонентов породы относятся ко II, III и IV типам (см. рис.2) (распределение проб соответственно — 13:14:2).

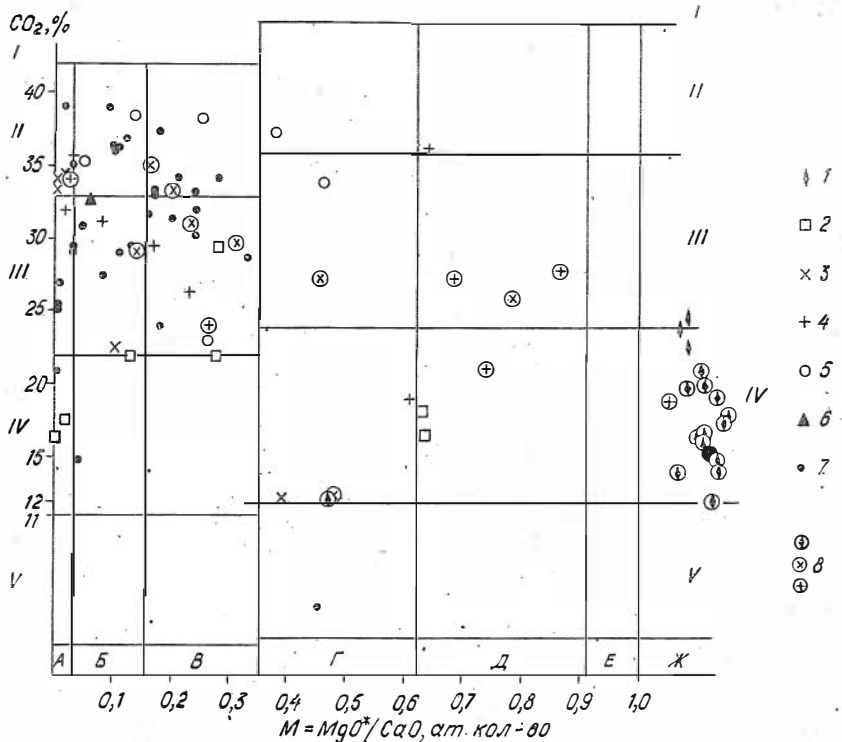


Рис.2. Петрохимическая диаграмма для карбонатных и смешанных (карбонатно-терригенных) пород токминской свиты Горевского рудного поля.

I-7 - пачки: I-3 нижняя - tk_1 (I - первая, 2 - вторая, 3- третья подпачки); 4-6 - средняя - tk_2 (4 - первая, 5 - вторая, 6- третья подпачки); 7 - верхняя - tk_3 ; 8 - пробы из соответствующих пачек, взятые в пределах опытно-промышленного карьера. Названия общих полей диаграммы (II): А - известняк, Б - доломитистый известняк, В - доломитовый известняк, Г - известковый доломит, Д -

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

известковистый доломит, Е - доломит, Ж - железистый доломит, анкерит, сидерит; I - известняк или доломит, II - известняк или доломит слабogleйнистые, слабogleйные, алевроитистые, песчаные; III - мергель (мергелевый сланец), известняк или доломит кремнистые, алевроитовые, песчаные; IV - глинистый мергель (известковый или доломитовый сланец), силицит, алевролит или песчаник известковые или доломитовые; V - известковистый аргиллит (известковистый сланец), силицит, алевролит, песчаник известковистые или доломитистые.

Анализируя данные петрохимической диаграммы, в целом необходимо отметить: I) микроскопические методы оценки соотношения кальцита и доломита (методы окрашивания) занижают содержание доломитовой составляющей в породе, что может быть объяснено мелкозернистым составом карбонатных пород; 2) по соотношению карбонатных минералов и суммы карбонатов и силикатной примеси в породе между отложениями верхней (верхняя пачка) и нижней (нижняя пачка) частей токминской свиты намечается различие, выражающееся в уменьшении от нижней пачки к верхней терригенной составляющей и доломитистости пород.

Более отчетливо это различие заметно на диаграмме, отражающей соотношение "расчетного" (по силикатным анализам) кварца в породе и глинозема, связанного с глинисто-слюдистой примесью (рис.3). Отложения нижней пачки резко отличаются от пород верхней пачки более высоким содержанием "расчетного" кварца и в значительно меньшей степени "расчетной" гидрослюды.

Анализ предложенной диаграммы позволяет сделать следующие выводы:

I) содержание кварца в силикатной примеси карбонатных пород токминской свиты не только сопоставимо с содержанием глинисто-слюдистого вещества, но, по-видимому, превышает его;

2) положительная корреляция "расчетного" кварца и гидрослюды свидетельствует о существенно терригенном происхождении основной массы кварца (последнее не исключает постседиментационного перераспределения кварца с образованием кристаллически-зернистых его скоплений).

По соотношению щелочей (параметр "К") и глиноземистому мо-

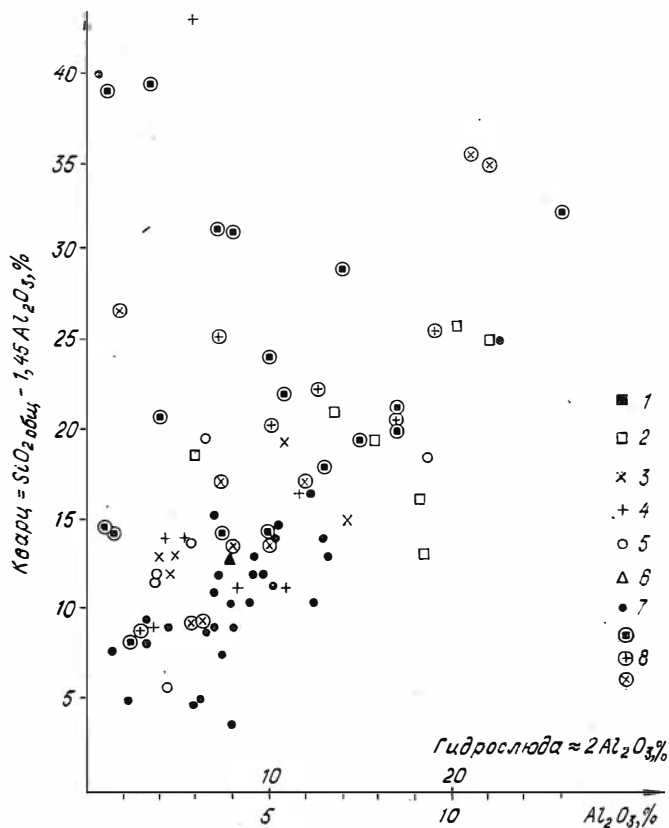


Рис.3. Соотношение "расчетного" кварца и гидрослюда, глинозема, связанного с глинисто-слюдистой примесью в карбонатных породах токминской свиты Горевского рудного поля.

I-7 пачки: I-3 - нижняя - tk_1 (I - первая, 2 - вторая, 3- третья подпачки); 4-6 - средняя - tk_2 (4 - первая, 5 - вторая, 6- третья подпачки); 7 - верхняя - tk_3 ; 8 - пробы из соответствующих пачек, взятые в пределах опытно-промышленного карьера.

дулю породы токминской свиты выглядят довольно однородно. По соотношению щелочей они относятся, главным образом, к калиевым и

высококалиевым семействам (по классификации А.Н.Неелова /5/), лишь только в двух пробах из пород первой пачки это соотношение соответствует калинатовому семейству. Значения глиноземистого модуля для большинства проб ниже 0,3, что позволяет реконструировать состав силикатной примеси как соответствующий алевритам и кварцевым алевритам.

Одновременно с составом пород был изучен химический состав глинисто-слоистой фракции с размером частиц менее 0,002 мм, выделенной из пород токминской свиты. Были рассчитаны генетические коэффициенты, отражающие условия, при которых происходило формирование глинистых минералов на водосборной площади бассейна.

Химическая зрелость глинистого вещества, оцениваемая с помощью параметров $Al_2O_3:Na_2O$ и $K_2O:Na_2O$, изменяется от средней в нижней части токминской свиты к высокой в средней ее части и затем к низкой и средней в пределах верхней пачки. Выветривание на водосборной суше происходило в щелочных условиях во время формирования отложений второй подпачки нижней пачки. Эти условия сменились на нейтральные и кислые во время отложения осадков средней и верхней пачек.

Значения модулей Н.М.Страхова /13/ и А.П.Лисицына /4/, приведенные на рис.4, свидетельствуют о заметном влиянии эксталяционной деятельности на формирование вмещающих оруденение толщ. Вместе с тем, это влияние было непостоянным на протяжении всего токминского времени. Так, наиболее ощутимые эксталятивные поступления зафиксированы в период формирования первой и третьей подпачки нижней пачки и первой подпачки средней пачки. В породах второй и третьей подпачек средней пачки и в верхней пачке значения модулей ниже критических за исключением одной пробы.

Выборка анализов силикатных осадочных пород немногочисленна. Она представлена силицитами, металаевролитами и глинисто-алевритовыми сланцами, принадлежащими к нижней и средней пачкам токминской свиты. По соотношению щелочей породы относятся к высоко- и суперкалиевому семейству. Значения модулей Страхова и Лисицына не превышают 20 и 2 соответственно.

Результаты статистической обработки геохимических данных сведены в таблицу. В ней приведены коэффициенты концентрации элементов в породах пачек, установлен тип содержаний (концентрации, стабильный, рассеяния). В расчете коэффициентов концентра-

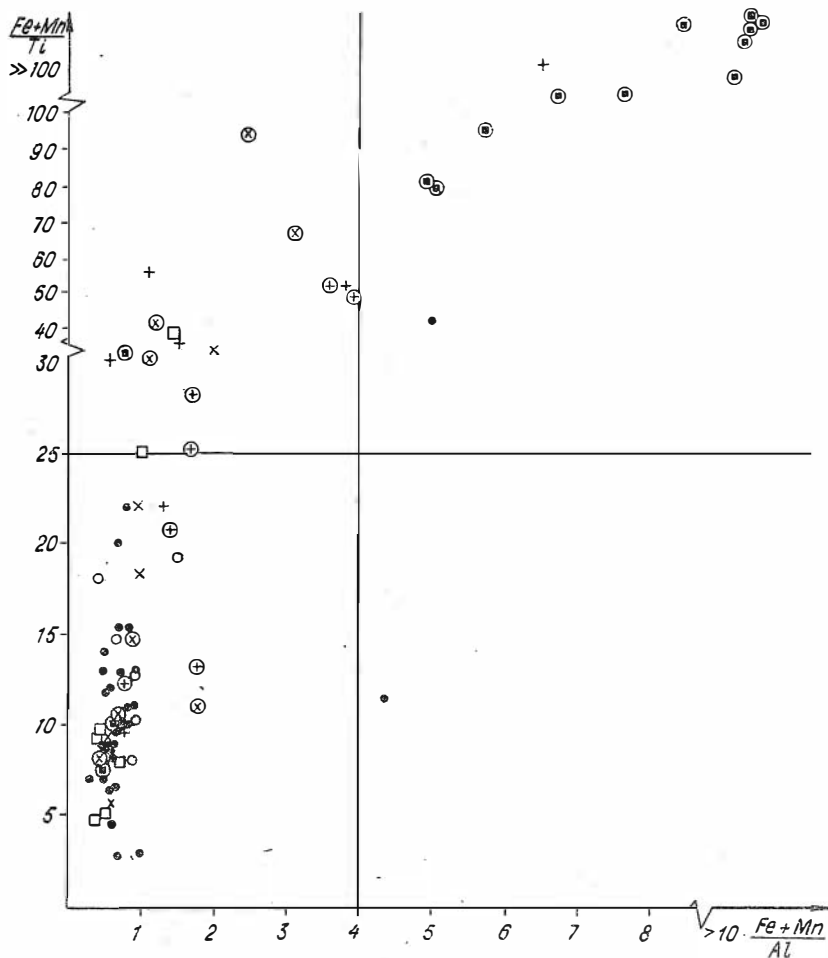


Рис.4. Значения Fe-Mn-Ti и Fe-Mn-Al модулей для карбонатных пород токминской свиты Горевского рудного поля.
Усл. обозн. см. на рис.3.

ции использовались средние содержания элементов, установленные К.Турекьяном и К.Ведеполом для карбонатных пород. Геохимические

ассоциации и подвижность элементов устанавливались на основе анализа корреляционных связей элементов. В одну ассоциацию объединялись элементы с положительными значениями коэффициентов корреляции выше критических (при 5 %-ом уровне значимости). Ряды подвижности отстраивались по отношению элементов к титану как эталону инертности в гипергенезе. Подвижность элементов (см. таблицу) увеличивается в направлении стрелок слева направо. Стрелкой разделяются ассоциации с различной (в целом для ряда) подвижностью, в пределах одной ассоциации подвижность элементов принимается достаточно близкой.

В породах нижней пачки токминской свиты в состоянии концентрации находятся Co, Ba, B, Zr, V, Cu, Cr, Zn, Pb. Содержания Th, Mn, Ni и U не поднимаются выше уровня кларковых для карбонатных пород, Ti и Sr находятся в состоянии рассеяния. Для карбонатных пород нижней пачки высокими вариациями содержаний обладают Co, B, U, Ti, а в карбонатно-силикатных породах первой подпачки Cr, Mn, Zn.

В карбонатных породах средней пачки на уровне концентрации находятся Co, Ba, Cr, Zr, B, Cu, Ni, Pb, Zn, на уровне кларка - V, Mn, Th, Ti, в состоянии рассеяния - Sr, U. Высокими вариациями содержаний обладают Co, Ba, Cr, B, Cu, Ni, Pb, V, Mn, Ti, Sr.

В карбонатных породах верхней пачки в состоянии концентрации находятся Co, Ba, B, Zr, Cu, Ga, на кларковом уровне - Cr, Zn, Th, Ni и в состоянии рассеяния Pb, Ti, V, U, Mn, Sr. Высокие значения коэффициентов вариации характерны только для Ba. Значения B-Ga-отношений изменяются по разрезу токминской свиты. Интерпретация полученных данных неоднозначна. Резкие изменения значений отношения вызваны, по-видимому, самой природой отложений, включающих турбидиты. При формировании таких отложений нормальный глубоководный режим осадконакопления прерывался "инъективными" поступлениями более мелководного шельфового и склонового материала мутьевых потоков. Картина изменения B-Ga-отношения согласуется с той особенностью строения токминской свиты, что максимум турбидитообразования приходится на верхнюю пачку свиты.

Выявленные закономерности распределения и поведения элементов в различных частях токминской свиты должны рассматриваться как предварительные, поскольку выборки проб для отдельных пачек были недостаточно представительными. Вместе с тем, по имеющимся

Геохимическая характеристика известняков токминской свиты
в пределах Горевского рудного поля
по данным количественного спектрального и гамма-спектрометрического анализов*

Пачка	Распространенность в коэффициентах концентрации**					Геохимические ассоциации и подвижность
	>5	5 - 2	2 - 0,9	0,9 - 0,5	<0,5	
tk ₃	Co, <u>Ba</u>	B, Zr, Cu, Ga	Cr, Zn, Th, Ni	Pb, Ti, V, U	Mn, Sr	Ga→Zr-B-Ti-V-Cr-Pb-Co-Ni-Cu- -Zn-Mn→Sr
tk ₂	<u>Co</u> , <u>Ba</u> , <u>Cr</u>	Zr, <u>B</u> , Cu, <u>Ni</u> , <u>Pb</u> , Zn	V, <u>Mn</u> , Th, <u>Ti</u>		<u>Sr</u> , U	Ga-Ti-Cr-Ni-Co-Cu-Zn→Pb-Mn-Sr
tk ₁	<u>Co</u> , <u>Ba</u> , <u>B</u>	Zr, V, Cu, Cr, Zn, Pb	Th, Mn, Ni, <u>U</u>	<u>Ti</u>	Sr	B-Ti-V-Ga-Co-Ni-Cu→Zr-Cr- -Zn→Pb→Sr
Геохими- ческий тип	Концентрации		Стабильный		Рассеяния	
№	Количественные спектральные анализы выполнены в ИГО "Оренбурггеология" (аналитик Л.Ф. Морозова), гамма-спектрометрические-в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (аналитик А.С.Степин).					
№№	Коэффициенты концентрации рассчитаны относительно средних содержаний элементов в известняках по К.Гурекьяну и К.Ведеполу.					
Подчеркнуты элементы с высокими (около 90 % и более) вариациями содержаний.						

геохимическим данным намечаются специфические особенности различных частей токминской свиты. Так, черты различия верхней и нижней паček токминской свиты по петрохимии макроэлементов дополняются особенностями наборов микроэлементов, находящихся в повышенных концентрациях, и элементов, обладающих различной степенью вариации содержаний и различной геохимической подвижностью.

Генетические типы отложений токминской свиты

Для выделения конкретных генетических типов отложений в токминской свите в качестве основы использовалась общая классификация генетических типов морских отложений, предложенная В.Т.Фроловым /14/.

Применительно к токминской свите классификация ее генетических типов отложений выглядит следующим образом:

1. Механогенные отложения карбонатного и силикатного состава: а) карбонатные турбидиты; б) тиховодные пелагические отложения силикатного состава; в) оползневые карбонатные отложения; г) брекчиевые (осыпные) отложения, связанные с оползневыми процессами.

2. Хомогенные тиховодные пелагические карбонатные отложения.

3. Хомогенные (гидротермные) отложения со значительной долей эксталяционного материала.

Прежде всего необходимо отметить, что в разрезе токминской свиты трудно выделить значительные участки, сложенные только одним из перечисленных типов отложений. Вместе с тем, удается отметить преобладание одного из них для отдельных подпаček.

Карбонатные турбидиты. Преобладающий терригенно-карбонатный (глинисто-алевритокарбонатный) состав отложений, нередко четко проявленная ритмичность чередования слоев с контрастным распределением в них глинистого вещества, наконец, широко наблюдаемая градационная слоистость не вызывают сомнения в существовании карбонатных турбидитов как генетического типа среди отложений токминской свиты. Характерной особенностью турбидитов токминской свиты является присутствие значительных количеств мелко-, тонко-обломочного (шламового) карбонатного материала в составе града-

ционных ритмов. Максимальное развитие этот генетический тип получил среди отложений верхней пачки токминской свиты. В средней и нижней частях токминской свиты этот тип отложений встречается значительно реже и, конечно, не является преобладающим. Вместе с тем, появление турбидитов в нижней части токминской свиты указывает на общий глубоководный характер всех ее отложений. Судя по размерности обломочной фракции градационных серий, турбидиты токминской свиты относятся к дистальному типу. Часть их отлагалась, по-видимому, из низкоплотностных мутьевых потоков. Направление движения потоков, согласно замерам косой слоистости, ориентировано с юга на север.

Тиховодные пелагические отложения силикатного состава.

К этому генетическому типу относятся углеродсодержащие глинистые, алевроитоглинистые сланцы нижней пачки. Причем алевроитовая составляющая в отложениях, по-видимому, обязана своим происхождением эоловому выносу зрелого в минералогическом отношении кварцевого материала со стороны Сибирской платформы. Значительная обогащенность современных глубоководных отложений алевроитовым эоловым материалом характерна для частей океана, граничащих с областями пустынь /4/. Обогащенность сланцев углеродистым (планктоногенным) и кварцевым (эоловым) материалом (часто одновременно) свидетельствует о сравнительно низких скоростях общего осадконакопления во время формирования отложений нижней пачки.

Оползневые карбонатные отложения развиты в отложениях верхней и средней пачек. Вероятно, фациально связаны с турбидитными карбонатными отложениями, указывая на непосредственную близость склона или на существование крупных положительных аккумулятивных форм рельефа (турбидитные конусы выноса). Имеют в целом незначительное развитие.

Брекчиевые отложения фациально связаны с оползевыми отложениями и турбидитами. Они слагают отдельные слои незначительной мощности во второй подпачке верхней пачки. Заслуживает внимания установление среды фрагментов слойков "местного" состава "экзотических" для токминской свиты осадочных пород. Этот генетический тип отложений встречается редко.

Хемотенные тиховодные пелагические отложения соответствуют, по-видимому, литотипу кристаллически-зернистых, "массивных" известняков с равномерно распределенной и незначительной по содер-

жанию терригенной алевроитоглинистой примесью. Они слагают отдельные слои и серии слоев во второй подпачке нижней пачки и во второй подпачке средней пачки. В меньшей степени характерны они для других подпачек нижней и средней пачек токминской свиты.

Хемотропные отложения со значительной долей эксталяционного материала соответствуют литотипу железистых, кремнистых доломитов, сидеритов, кремнистых сидеритов, силицитов. Встречаются в составе первой и третьей подпачек нижней пачки и первой подпачки средней пачки.

Оценивая распределение генетических типов отложений в разрезе токминской свиты в районе Горевского месторождения, можно в общих чертах представить себе палеотектоническую обстановку, существовавшую в токминское время. В предшествующее шунтарское время на территории изученного района в пределах относительно глубоководного бассейна господствовал режим некомпенсированного осадконакопления с низкими скоростями осадконакопления и сероводородным заражением. Результатом его было накопление незначительной по мощности толщи углеродистых, углеродсодержащих глинистых сланцев.

В начале токминского времени эти условия частично сохранялись, что находит отражение в слоях с повышенным содержанием углеродистого вещества. Вместе с тем, уже в начале токминского времени появляются прослои турбидитов и в осадках становятся преобладающими карбонатные отложения. Начинается нарастающее по скорости заполнение относительно глубоководной впадины.

Наиболее высокие скорости осадконакопления характерны для отложений верхней пачки токминской свиты. Господство в ней карбонатных турбидитов как генетического типа отложений, терригенно-карбонатный состав ритмично-слоистых отложений, уменьшение содержания углеродистого вещества по сравнению с нижней частью токминской свиты (вследствие резкого увеличения скорости осадконакопления) позволяют рассматривать эту толщу как карбонатный флиш. Высокие скорости осадконакопления во время накопления отложений верхней пачки, по-видимому, следует рассматривать как неблагоприятный общий фактор для формирования синхронного гидротермально-осадочного полиметаллического оруденения.

Литература

1. Выдрин В.Н., Груздев В.С. Эндогенные ореолы рассеяния цинково-свинцового месторождения в Енисейском крае // Геология руд. месторождений. 1965. № 1. С.45-57.
2. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза / Отв. ред. Е.П.Акульшина. Новосибирск: Наука, 1976. 191 с.
3. Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения // Геология и геофизика. 1980. № 12. С.27-36.
4. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
5. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
6. Охашкин Н.А. Об эпигенетичности руд Горевского месторождения // Докл. АН СССР. 1981. Т.256, № 1. С.152-156.
7. Полиметаллическое оруденение Енисейского края / Отв. ред. Г.Н.Бровков, Н.А.Охашкин. Красноярск, 1976. 120 с.
8. Попов В.М. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения // Изв. АН КиргССР. 1969. № 2. С.3-12.
9. Просняков М.П., Володин Р.Н. Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цинкового месторождения // Тр. ЦНИГРИ. М., 1962. Вып.43. С.141-170.
10. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1979. 214 с.
11. Сараев С.В. Литология и петрохимия глинистых пород рифей Енисейского края // Глинистые минералы в осадочных породах Сибири. Новосибирск, 1986. С.78-95.
12. Сараев С.В. Литология, геохимия и фациальный анализ рифейских отложений Морянихо-Меркурихинского рудного поля (Енисейский край) // Бассейновый литогенез и минерогения. Новосибирск, 1989. С.62-104.
13. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
14. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

15. Шерман М.Л. Горевское свинцово-цинковое месторождение, // Геологические исследования в Красноярском крае и Тувинской АССР. Кызыл, 1968. С.32-38.

В.В.Векшин, А.В.Дарьин, Ю.Н.Занин, Э.П.Солотчина

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
САРМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ
(Западное Прибайкалье)

Общая характеристика продуктов выветривания

Сарминское месторождение карстовых фосфоритов представляет собой залежь, выполняющую линейно ориентированную карстовую полость, развитую по карбонатным породам улунтуйской свиты, рифея. Выветриванию и закарстованию подвергался карбонатно-фосфатоносный горизонт, подстилаемый талькитами.

Процессы выветривания не завершились формированием толщи рыхлых карстовых образований; более того, выветривание этих отложений в связи с их пористостью и хорошей дренированностью шло еще более интенсивно, и по ним был сформирован профиль вторичного наложенного выветривания, носящий местами в своей верхней части латеритный характер, фиксируемый присутствием алюмофосфатного материала. Подобные неозловияльные профили в областях развития карстовых фосфоритов встречаются довольно часто. Они известны, в частности, на Белкинском (Горная Шория) и Телекском (Восточный Саян) месторождениях, о-ве Рождества (Индийский океан) и в ряде других мест.

На Сарминском месторождении профиль наложенного выветривания наиболее четко выражен по скв. III. Характеристика химического состава его приведена в табл. I. В разрезе скважины четко выделяются две зоны, в нижней из которых (обр. 026С, 030С) фосфатный материал представлен кальциевыми фосфатами, в верхней (обр. 021С-024С) - алюмокальциевыми фосфатами; глубина зон алюмокаль-

Таблица I

Химический состав профиля выветривания
фосфатоносных пород Сарминского месторождения (Прибайкалье)
скв. III, %

Компо- ненты	Зона кальциевых фосфатов		Зона алюмокальциевых фосфатов			
	56,0 [*]	28,5-27,5	8,7-8,3	8,3-7,6	7,6-7,0	6,5-7,0
	030C	026C	023C	022C	021C	024C
P ₂ O ₅	35,3	8,45	11,1	16,3	20,2	1,43
SiO ₂	8,48	72,7	60,0	45,8	31,7	85,3
Al ₂ O ₃	0,59	0,12	14,05	19,15	23,8	5,32
TiO ₂	0,02	0,09	0,09	0,05	0,09	0,31
Fe ₂ O ₃	0,68	2,37	1,97	1,07	1,84	3,90
FeO	0,01	0,20	0,22	0,03	0,42	0,26
CaO	50,2	11,8	4,78	7,00	8,27	0,49
MgO	0,76	0,35	0,21	0,14	0,17	0,55
MnO	0,04	0,07	0,02	0,02	0,03	0,04
K ₂ O	0,10	0,37	0,43	0,27	0,33	1,00
Na ₂ O	0,24	0,09	не обн.	не обн.	не обн.	0,06
CO ₂	1,48	0,05	0,24	не обн.	не обн.	не обн.
SO ₃	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
F	3,34	1,20	0,11	0,09	0,18	0,05
H ₂ O ⁺	0,90	0,87	6,44	9,11	11,36	1,98
H ₂ O ⁻	0,10	0,20	0,32	0,34	0,48	0,22
Сумма I	102,24	98,93	99,98	99,37	98,87	100,91
O = F	1,41	0,51	0,04	0,04	0,07	0,02
Сумма II	100,83	98,42	99,94	99,33	98,80	100,89

Аналитик Л.С.Зоркина.

* Числитель - глубина отбора образца в м, знаменатель - номер образца.

циевых фосфатов по скважине достигает по крайней мере 10 м. При переходе от первой из этих зон ко второй наблюдается возрастание содержания оксида алюминия, H₂O⁺ и снижается содержание оксидов кальция, магния, натрия, а также фтора. Полностью исчезает CO₂.

Рентгеновский анализ показывает (табл.2), что главными минералами зоны аломокальциевых фосфатов являются крандаллит и кварц, и в небольшом количестве (1-2 %) - присутствуют каолинит и слюда.

Минералогия фосфатов Сарминского месторождения

На месторождении развиты кальциевые и аломокальциевые фосфаты.

Кальциевые фосфаты являются наиболее распространенным типом фосфатов месторождения. Анализу подверглись лишь фосфаты каменистых фосфоритов, высокое содержание пятиокси фосфора в которых позволяет избежать операции выделения мономинеральной фракции. Химические анализы некоторых условно-мономинеральных фосфатов кальция (с содержанием нефосфатной примеси в количестве (1-2 %) и богатых фосфоритов приведены в таблице 3, из которых следует, что во всех случаях кальциевые фосфаты представлены карбонатфторapatитом со средним или несколько пониженным содержанием CO_2 и низким содержанием Na_2O при полном отсутствии SO_3 и (см. табл.5) - стронция; все эти признаки характерны для апатита гипергенных фосфоритов. Примечательным является постоянное повышение содержания в фосфатах кальция цинка, содержание которого достигает весьма значительной величины - 0,61 % (см. табл.5). Zn, как и Na, а также Mg, постоянно встречающиеся в проанализированных фосфатах кальция, изоморфно замещают в апатите ион Ca. В структуру апатита входит также вода. В проанализированных фосфатах кальция содержание воды коррелируется до некоторой степени содержанием в структуре апатита карбонат-иона: фосфату кальция с наибольшим содержанием CO_2 (3,62 %, обр.К-320-1) отвечает и наиболее высокое (1,68 %) содержание H_2O^+ , фосфату с самым низким содержанием карбонат-иона (1,08 %, обр. К-304-3) - наиболее низкое (0,57 %) содержание H_2O^+ ; при этом содержание пятиокси фосфора в образцах примерно одинаковое. Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов Сарминского месторождения в сканирующем микроскопе показало следующие основные морфологические типы фосфатов кальция.

I. Хорошо образованные кристаллы с пинакоидальными окончаниями, их размеры: длина 2-10 мкм, поперечник 1,5-6 мкм, наблю-

Таблица 2

Рентгенограммы пород алюмофосфатной зоны Сарминского месторождения

023C		02IC		Крандаллит ^I		Кварц ²		Слюда ³		Каолинит ⁴	
d	j	d	j	d	j	d	j	d	j	d	j
9,98	4	9,96	4	-	-	-	-	9,99	c	-	-
7,14	3	7,17	3	-	-	-	-	-	-	7,16	10
5,66	17	5,65	21	5,70	80	-	-	-	-	-	-
-	-	5,40	3	5,40 ⁵	4	-	-	-	-	-	-
-	-	4,93	4	-	-	-	-	4,98	ср	-	-
4,85	18	4,83	19	4,85	70	-	-	-	-	-	-
-	-	4,44	2	-	-	-	-	4,47	ос	4,46	4
4,24	>100	4,25	52	-	-	4,25	35	-	-	-	-
3,49	26	3,49	25	3,51	75	-	-	-	-	-	-
3,35	>100	3,34	>100	-	-	3,343	100	3,32	ос	-	-
2,98	30	2,97	47	2,98	70	-	-	2,98	c	-	-
2,94	65	2,93	100	2,93	100	-	-	-	-	-	-
2,86	4	2,85	6	2,85	10	-	-	-	-	-	-
2,70	5	2,69	15	2,70	20	-	-	-	-	-	-
2,56*	3	2,56*	2	-	-	-	-	2,56	ос	-	-
2,454	40	2,45	19	-	-	2,458	12	-	-	-	-
2,429	5	2,422	5	2,43	40	-	-	-	-	-	-
2,280	30	2,275	17	2,26	10	2,282	12	-	-	-	-
2,235	17	2,234	10	-	-	2,237	6	-	-	-	-
2,206	13	2,201	19	2,21	60	-	-	-	-	-	-
2,161	35	2,159	46	2,17	70	-	-	-	-	-	-
2,125	29	2,124	17	-	-	2,128	9	-	-	-	-
1,995	3	1,993	3	1,99	10	-	-	-	-	-	-
1,978	19	1,976	10	-	-	1,980	6	-	-	-	-
1,895	25	1,892	37	1,89	80	-	-	-	-	-	-
-	-	1,837	3	1,84	10	-	-	-	-	-	-
1,817	60	1,816	37	-	-	1,817	17	-	-	-	-
1,800	3	1,797	3	1,80	10	1,801	41	-	-	-	-
1,752	21	1,749	30	1,75	80	-	-	-	-	-	-
-	-	1,684	1	1,69	10	-	-	-	-	-	-
1,670	25	1,670	10	-	-	1,672	7	-	-	-	-
1,662	7	1,656	4	-	-	1,659	3	-	-	-	-
1,646	3	1,644	4	1,65	10	-	-	-	-	-	-
1,628	1	1,627	2	1,63	10	-	-	-	-	-	-

023C		02IC		Крандаллит ¹		Кварц ²		Слюда ³		Каолинит ⁴	
а	j	а	j	а	j	а	j	а	j	а	j
I,604	3	I,600	4	I,60	10	I,608	I	-	I	-	-
I,54I	40	I,540	24	I,55	10	I,54I	I5	-	-	-	-

¹ - Powder Diffraction File, 1975, карточка № 25-II9.

^{2,3,4} - Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов /Под ред. Г.Брауна. М.: Мир, 1965. 599 с.

⁵ - Powder Diffraction File, 1975, карточка № I6-I62.

* Возможно присутствие оксидов железа.

Интенсивности рефлексов: ср - средний; с - сильный; ос - очень сильный.

Таблица 3

Химический состав фосфоритов
и условно мономинеральных фосфатов кальция
Сарминского месторождения, %

Компо- ненты	Место взятия и номер образца				
	К-320-I	К-320-Ia	К-304-2	К-304-3	С-103-I (гл.54,3 м)
I	2	3	4	5	6
P ₂ O ₅	37,2	38,1	32,7	35,0	36,8
SiO ₂	1,02	0,36	10,75	12,8	3,29
Al ₂ O ₃	0,39	не обн.	1,29	не обн.	0,51
TiO ₂	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	0,38	0,07	1,58	0,08	0,48
FeO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
CaO	53,0	54,7	46,3	47,8	52,4
MgO	0,18	0,19	0,25	0,04	0,24
MnO	0,01	0,01	0,01	не обн.	0,01
K ₂ O	0,11	0,05	0,30	0,05	0,16
Na ₂ O	0,29	0,28	0,24	0,24	0,28
CO ₂	3,10	2,75	2,15	1,08	2,32
SO ₃	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
F	3,62	3,60	3,34	3,00	3,62
H ₂ O ⁻	0,22	0,14	0,26	0,12	0,16

I	2	3	4	5	6
H_2O^+	1,68	1,16	1,53	0,57	1,23
Сумма I	101,23	101,46	100,76	100,81	101,53
$O = F$	1,52	1,51	1,41	1,26	1,52
Сумма II	99,71	99,95	99,35	99,55	100,01

Аналитик Л.С.Зоркина

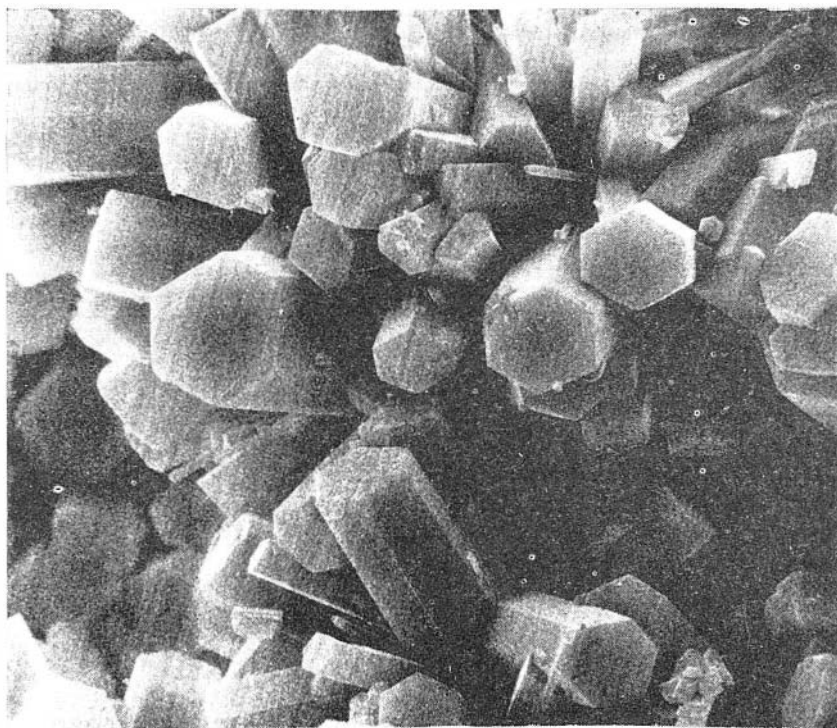


Рис.1. Удлиненно-призматическая ультрамикроструктура гипергенных фосфоритов месторождения Сарминского. Обр. К-320-I. Увеличение 2400. Сканирующий электронный микроскоп.



Рис.2. Щепковидная ультрамикроструктура гипергенных фосфоритов месторождения Сарминского. Обр. К-320-2. Увеличение 4000. Сканирующий электронный микроскоп.

даются также существенно удлинённые зёрна, размер которых в поперечнике не превышает 0,25 мкм при длине, по крайней мере, 3 мкм (рис.1).

II. Удлиненные (до 2-3 мкм) неправильной формы щепковидные образования, среди которых встречаются и более правильные шестоватые зерна (рис.2).

III. Скрытокристаллический (литонидный) фосфат, раскристаллизовывающийся в периферической зоне в щепковидные зерна. Как по составу главных компонентов, так и по морфологии зёрен изученные фосфаты кальция Сарминского месторождения являются в основных чертах типичными для гипергенных месторождений фосфоритов.

Алюмокальциевые фосфаты. Представителем алюмокальциевых фосфатов на месторождении является крадаллит $(CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O)$. Выделить этот минерал в мономинеральном виде в связи с нахождением его в тонкодисперсном состоянии совместно с кварцем (как можно думать, в виде маршаллита) затруднительно. Для определения приближённого химического состава крадаллита мы использовали образец 02IC, в котором по данным рентгеновского анализа присутствуют почти исключительно два указанных минерала. Состав крадаллита, за вычетом из анализа образца 02IC кремнезёма и других примесных окислов, содержащихся в небольшом количестве (см. табл. I), приведён в табл. 4.

Таблица 4

Примерный химический состав крадаллита
(по пересчёту анализа обр. 02IC)

Компоненты	Содержание, %	
	обр. 02IC-I	теоретический состав
P_2O_5	31,49	34,29
SiO_2	—	—
Al_2O_3	37,12	36,95
TiO_2	—	—
Fe_2O_3	—	—
FeO	—	—
CaO	12,90	13,55
MgO	—	—
MnO	—	—
K_2O	0,5	—
Na_2O	—	—
CO_2	—	—
SO_3	—	—
F	0,28	—
H_2O^+	17,71	15,21
H_2O^-	—	—
Сумма	100,0	100,0

Как видно, рассчитанный примерный состав крадаллита, не смотря на приближенность пересчета, оказался весьма близок к теоретическому. Некоторое количество калия, очевидно, замещает в минерале кальций, который замещается также стронцием и цинком (см. ниже). Крадаллит является основным алюмофосфатным минералом многих месторождений фосфатов, подвергнутых латеритному выветриванию: алюмофосфатных зон формации Боун Велли, Флорида, месторождений Таиба и Тиес (Сенегал), о-ва Рождества (Индийский океан). В Сибири крадаллит известен на месторождениях Белкинском, Телекском и некоторых других, хотя на них широко развит и бескальциевый алюмофосфат – вавеллит, характеризующий более интенсивную стадию выветривания.

Малые и рассеянные элементы. Изучалась связь с основными типами фосфатных минералов – кальциевыми фосфатами и алюмофосфатами – некоторых элементов, обычно рассматриваемых в составе фосфоритов в качестве второстепенных – Sr, Cr, Co, Ni, Zn, Cs, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Hf, Ta, Th, U, Cd. Анализ проводился методом нейтронно-активационного анализа (стандарты СГД-IA и СГ-IA), а урана, кроме того, – естественной радиоактивности (стандарты UR-47, UR-II4) и люминесцентным методом. Результаты определения приведены в табл.5.

Как видно из полученных материалов, некоторые элементы лишь с большой долей условности могут рассматриваться в качестве малых. Реально это касается двух элементов – стронция и цинка. Содержание стронция совершенно однозначно коррелируется с типом фосфатного минерала. В кальциевых фосфатах стронций по большинству проб не выявлен и присутствует в сравнительно малом количестве лишь в двух пробах – 026С и 037С; по первой из них содержание его соответствует 115 г/т, по второй – 290 г/т. В зоне алюмокальциевых фосфатов содержание стронция составляет 2910–4270 г/т, вполне определенно коррелируясь с содержанием фосфора, т.е. в конечном счете с содержанием крадаллита, в составе которого он изоморфно замещает кальций. Более сложно распределение цинка. Повышенные концентрации цинка отмечаются как в алюмофосфатсодержащих породах (обр.021С–023С), где содержание его составляет 1765–3140 г/т, изменяясь в определенной степени (как и рассмотренный выше стронций) в зависимости от количества в породе крадаллита, так и в богатых кальциевых фосфатах (обр. 030С,

Содержание некоторых малых и рассеянных элементов
в фосфоритах Сарминского месторождения,
по данным инструментального нейтронно-активационного анализа, г/т

Эле- менты	Но м е р а п р о б					
	021С	022С	023С	024С	026С	030С
Sc	<u>1,8-2,2</u> 1,9	<u>1,3-1,7</u> 1,5	<u>3,2-3,5</u> 3,3	<u>9,0-9,6</u> 9,3	<u>2,9-3,1</u> 3,0	<u>2,2-2,6</u> 2,4
Cr	<u>15-19</u> 17	<u>14-23</u> 19	26	<u>37-60</u> 49	18	18
Co	<u>10,6-11,8</u> 11,2	<u>19-21</u> 20	<u>65-80</u> 72	<u>33-37</u> 35	<u>29-35</u> 32	<u>4,6-5,4</u> 5
Ni	11	—	—	38	10	19
Zn	<u>2900-3360</u> 3140	<u>2740-3111</u> 2970	<u>1417-2106</u> 1765	240	330	<u>1199-2071</u> 1635
Sr	4270	3400	2910	310	115	—
Cs	1,9	<u>0,4-0,8</u> 0,6	0,9	<u>4,2-6,8</u> 5,3	<u>1,3-2,7</u> 2,2	0,9
V	1,7	1,2	—	1,4	0,7	1,6
Hf	1,5	1,9	2,6	1,5	1,1	—
Ta	0,3	0,2	0,5	0,3	0,4	—
Th	1,5	1,3	2,9	2,4	2,8	—
Cd	8,1	6,7	4,5	—	—	22,3

С-103-1, К-304-2, К-304-3, К-320-1, К-320-1а). В последней из перечисленных проб содержание цинка достигает максимальной величины — 6100 г/т, т.е. 0,61 %, что следует считать весьма высокой цифрой. Цинк, очевидно, замещает кальций как в апатите, так и крандаллите. В фосфоритах с пониженным содержанием кальциевых фосфатов содержание цинка относительно невелико (обр.026С, 037С, 038С), как и в слабофосфатных породах вообще (обр.024С). Совершенно однозначно распределение урана. В алюмокальциево-фосфатсодержащих породах концентрация его в несколько раз выше, чем в кальциево-фосфатных.

Но м е р а п р о б						
037C	038C	C-103-I	K-304-2	K-304-3	K-320-I	K-320-Ia
<u>14,2-14,8</u> 14,5	<u>2,9-3,3</u> 3,0	5,7	<u>1,8-2,2</u> 2,0	0,2	<u>11,9-13,5</u> 12,60	0,2
<u>62-69</u> 65	I5	I4	22	I2	23	23
<u>3,9-4,4</u> 4	<u>6,6-7,1</u> 6,8	<u>0,2-0,6</u> 0,4	<u>7,4-7,7</u> 7,6	<u>0,4-0,5</u> 0,4	<u>0,6-1,4</u> 1	0,8
-	I3	-	-	-	-	-
46	<u>345-437</u> 380	2034	<u>I27I-I8II</u> I54I	2300	2I60	<u>5794-6550</u> 6100
290	-	-	-	-	-	-
<u>5,4-10,7</u> 8,1	I	2,6	0,5	0,8	I,3	0,4
-	I,5	I,8	I,2	0,5	I,7	-
0,2	-	-	0,4	-	-	0,4
0,2	0,3	-	-	-	-	-
2,2	I,2	-	I,5	-	0,3	-
-	-	26,1	41,6	30,6	8I	42

⌘ Числитель - колебание содержаний, знаменатель - среднее значение.

Содержание редкоземельных элементов в породах месторождения и фосфоритах приведено в табл.6. Определение РЗЭ проводилось инструментальным нейтронно-активационным анализом с использованием синхротронного излучения.

Как видно, суммарное содержание проанализированных РЗЭ во вмещающих первичные фосфориты карбонатных породах составляет 3,66 г/т, а в самих первичных фосфоритах и карбонатно-фосфатных породах уже 137,56 г/т. В гипергенных кальциево-фосфатсодержащих породах содержание РЗЭ по сравнению с первичными морскими существенно уменьшается - до 21,45 г/т. При этом относительное со-

Таблица 6

Содержание некоторых редкоземельных элементов в доломитах, первичных и гипергенных фосфоритах Сарминского месторождения (концентрации в г/т, относительные содержания в процентах)

Содержание	Э л е м е н т ы							
	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	TR
Доломиты, вмещающие первичные морские фосфориты (4 пробы)								
Концентрация	1,22	1,67	0,27	0,08	0,05	0,32	0,05	3,66
Относительное содержание	33,33	45,76	7,31	2,12	1,37	0,74	1,37	-
Первичные морские фосфориты и карбонатно-фосфатные породы (5 проб)								
Концентрация	43,38	74,42	9,79	2,03	1,35	4,74	0,63	137,56
Относительное содержание	31,8	54,6	7,2	1,5	0,9	3,4	0,46	-
Гипергенные кальциево-фосфатсодержащие породы (7 проб)								
Концентрация	4,42	13,0	2,18	0,22	0,30	1,13	0,18	21,45
Относительное содержание	20,6	60,6	10,1	1,0	1,4	5,3	0,8	-
Гипергенные алюмокальциево-фосфатсодержащие породы (3 пробы)								
Концентрация	14,77	102,3	6,18	0,30	0,91	1,65	0,33	126,9
Относительное содержание	11,6	81,6	4,87	0,24	0,72	1,31	0,3	-

содержание La сокращается более чем на треть, а Ce — заметно возрастает (с 54,6 до 60,6 %). При переходе от гипергенных кальциево-фосфатсодержащих пород к алюмокальциево-фосфатсодержащим содержание РЗЭ вновь возрастает — до 126,9 г/т. Продолжает наблюдаться отмеченная выше тенденция уменьшения относительного содержания La и рост относительного содержания Ce (до 81,6 %).

В последние годы все большее внимание привлекает содержание в фосфоритах Cd с точки зрения их экологической оценки. Как видно из табл. 5, наиболее низким содержанием Cd характеризуются алюмокальциево-фосфатсодержащие породы, где оно составляет 4,5–8,1 г/т, тогда как в кальциевых фосфатах содержания этого элемента колеблются от 26 до 81 г/т.



1. На Сарминском месторождении карстовых фосфоритов. наблюдается два типа гипергенных фосфатных минералов: кальциевые фосфаты в виде карбонатфторapatита и алюмокальциевые, представленные крандаллитом, развитым местами в верхней части фосфоритовой залежи.

2. Состав фосфатных минералов является одним из ключевых факторов, определяющих распределение в пределах месторождения малых и рассеянных элементов. Устанавливается обогащение алюмокальциево-фосфатсодержащих пород по отношению к кальциево-фосфатным такими элементами, как стронций, уран, отчасти кобальт, гафний, тантал, торий, а также редкоземельными элементами при существенном относительном обогащении церием и обеднении – лантаном. Как кальциевые фосфаты, так и алюмокальциевые могут характеризоваться высоким содержанием цинка, но для последних такое обогащение более устойчиво.

Ю.Т.Яныгин, Е.П.Акульшина, В.И.Тараненко,
Г.М.Писарева

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕК ВИЛЮЙ И АЛПАЯ
(северо-западный борт Ангаро-Вилуйского прогиба)

В последние годы в связи с расширением поисковых работ в закрытых районах все больше внимания уделяется комплексным исследованиям, позволяющим получить более достоверные данные по генезису вмещающих кимберлитовый материал осадков, их строению, фациальной принадлежности, зональности и т.д. При этом главное внимание уделяется условиям образования и закономерностям размещения осадочных коллекторов, что позволяет с научной точки зрения прогнозировать погребенные россыпи и россыпи-проявления алмазов и вести поиск их коренных источников.

Стратиграфия и литология

Нижнеюрская угленосная терригенная формация в пределах северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба трансгрессивно залегает на породах нижнего и среднего палеозоя и иногда на терригенных отложениях верхнего палеозоя и позднего триаса. По принятой опорной легенде для Ботуобинской серии листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 рассматриваемая толща расчленена на следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): югирская (J_1^{jul}) и укугутская (J_1^{uk}) свиты геттанг-синемюрского возраста; оруктахская свита (J_1^{or}) соответствует по МСШ карикскому подъярсу плинсбахского яруса; вакунайкинская свита (J_1^{vk}) разделена на две подсвиты: нижняя ($J_1^{vk_1}$) отвечает домерскому подъярсу плинсбахского яруса, верхняя ($J_1^{vk_2}$) датируется тоарским ярусом.

Отложения югирской свиты со структурным несогласием и размывом залегают на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя и перекрываются образованиями оруктахской свиты, выполняющие долинообразные понижения, врезанные в склоны северо-западного борта Ангаро-Вилуйского прогиба.

Разрез свиты характеризуется хорошо выраженной ритмичностью,

мощность ритмов изменяется (снизу вверх) от десятков сантиметров до 2–3 м; преимущественно алевритовым составом пород, обладающих неправильно-горизонтальной слоистостью, массивными и комковатыми текстурами, темно-серым до черного цветом и плохой сортировкой. Последнее обусловлено значительной примесью (до 50 % и более) пелитового и псаммитового материала в осадках.

В основании ритмов часто прослеживается маломощный прослой песчаника разнозернистого, а завершаются они углистыми глинами. По минеральному составу обломочного материала выделяются граувакко-аркозовые, реже аркозовые разности.

В нижней части свиты встречаются линзовидные прослои конгломерато- и гравелито-брекчий на глинистом и песчано-глинистом цементе, иногда грубообломочный материал присутствует в разрезе. Петрографический состав его однообразен, преобладают слабоокатанные обломки карбонатных пород подстилающего субстрата, почти всегда отмечаются гравий и мелкая галька экзотических пород.

Отложения укугутской свиты повсеместно залегают несогласно на более древних (от верхнего кембрия до позднего триаса) породах и перекрываются породами оруктахской свиты или четвертичными образованиями (рис.1). Они выполняют ложе прогиба на всем его протяжении и представлены галечниками и конгломератами с включением валунов и линз песчаников разнозернистых.

По минеральному составу обломочного материала преобладают граувакко-аркозовые, собственно граувакковые и аркозовые разности.

Грубообломочный материал представлен галькой кварца, кварцита, кремня и изверженных пород.

Отложения оруктахской свиты характеризуются двумя типами разрезов. Первый представлен песчаниками мелко- и среднезернистыми и распространен в поле развития галечников укугутской свиты. Второй – сложен в основном алевролитами и залегает на образованиях илегорской свиты или с размывом на породах цоколя. Перекрываются они отложениями нижневакунайкинской подсвиты. В нижней части разреза свиты прослеживаются песчаники крупнозернистые, галечники, иногда гравелиты. По минеральному составу обломочного материала преобладают граувакко-аркозовые разности. Обломочный материал представлен мелкой галькой кварцита, кварца, кремня и обломками подстилающего субстрата. Следует заметить, что

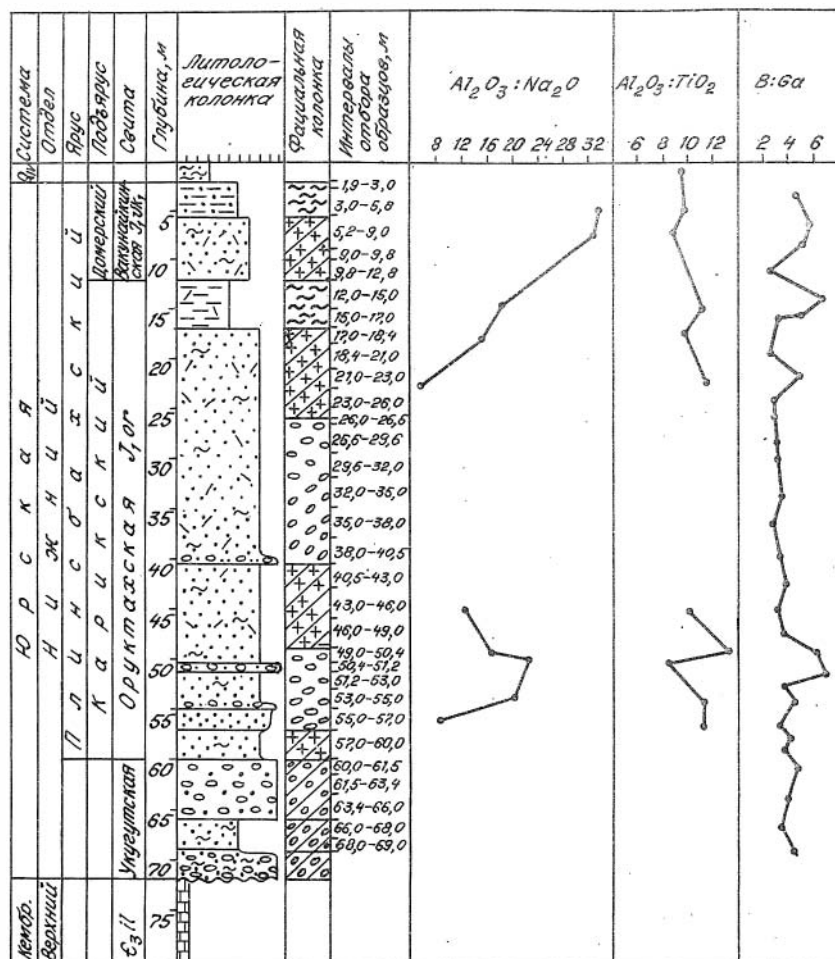


Рис.1. Литолого-стратиграфическая колонка скв.101 линии 49.Изменение геохимических параметров $Al_2O_3 : Na_2O$; $Al_2O_3 : TiO_2$; B:Ga в разрезе скважины. Усл. обозн. см. рис.3.

мощность первого типа разреза довольно постоянна, а второго — изменяется от 30 до 0 м (см. рис.1,2).

Отложения вакунайкинской свиты отвечают максимальному развитию нижнеюрского седиментационного бассейна и залегают как на осадочных и изверженных доюрских породах, так и на отложениях оруктаховской свиты. По литолого-фациальному составу свита разделена на две подсвиты: нижнюю, преимущественно песчаниковую с линзовидными прослоями конгломератов в основании и верхнюю — алевроитоаргиллитовую.

Нижневакунайкинская подсвита сложена песчаниками (см. рис. I, 2) мелкозернистыми с включениями линзовидных прослоев алевролитов в верхней части разреза. В основании подсвиты (базальная часть разреза) часто прослеживаются крупнозернистые песчаники с галькой и гравием и маломощные линзы мелкогалечных конгломератов. По минеральному составу преобладают граувакковые аркозы.

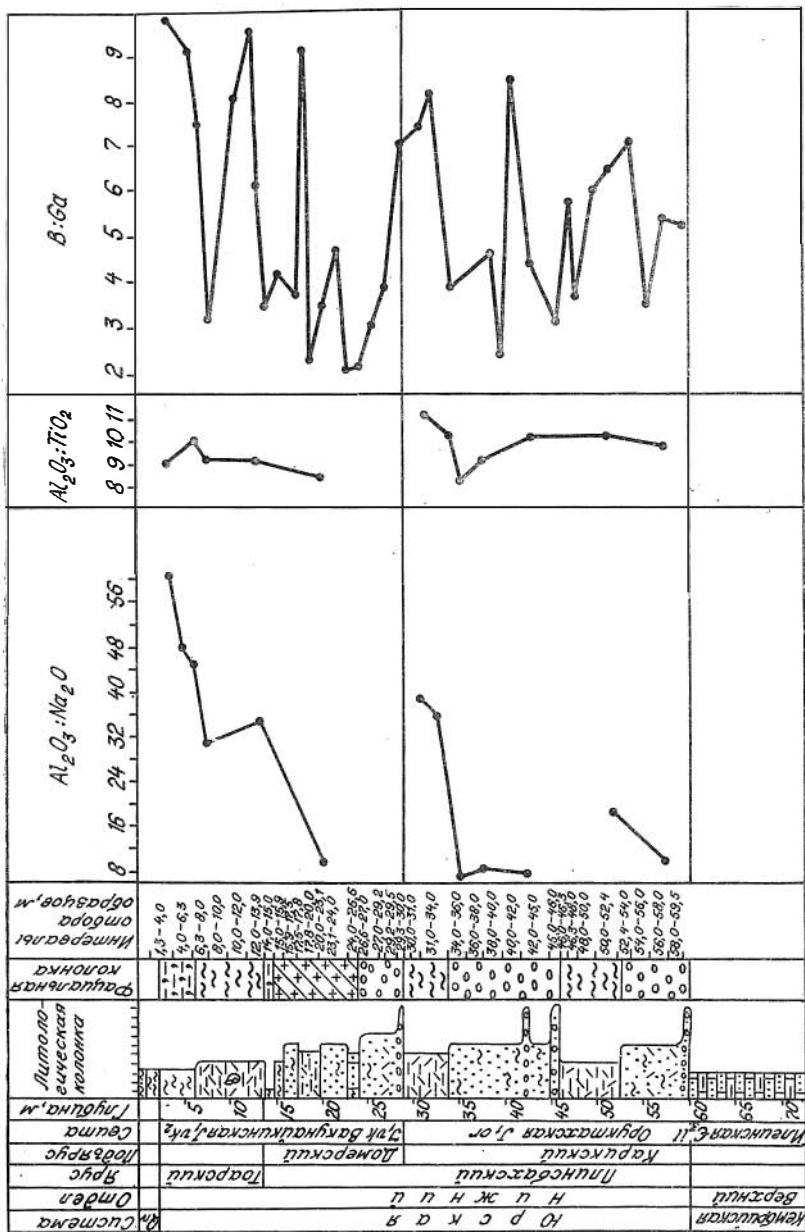
Верхневакунайкинская подсвита развита фрагментарно и согласно залегает на отложениях нижневакунайкинской подсвиты или с размывом на более древних — доюрских осадочных и изверженных породах; на большей части территории она размыта в послееюрское время.

Подсвита сложена отсортированными алевролитами мелкозернистыми и аргиллитами. В нижней части разреза иногда отмечаются линзовидные прослои мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов со средней и плохой сортировкой обломочного материала и с обильной фауной.

Устойчивость в разрезе нижнеюрской терригенной формации комплекса тяжелых минералов свидетельствует о стабильном положении питающих областей, что позволяет относить их к одной сложной терригенно-минералогической провинции. Вероятней всего, основная масса терригенного материала поступала с Байкало-Патомского нагорья. Из местных источников сноса поставлялся материал кимберлитов, основных изверженных пород.

В составе пелитовой составляющей преобладают глинистые минералы аллотигенного происхождения, основным поставщиком которых являлись древние коры выветривания. Глинистое вещество (фракция < 0,002 мм) во всех типах пород имеет полиминеральный состав. Изменение соотношений отдельных компонентов наблюдается как по площади, так и по разрезу.

Континентальные (озерные) отложения клегирской свиты характеризуются каолинит-монтмориллонитовой ассоциацией с примесью



гидрослюда. В нижней части разреза преобладает каолинит, в верхней – монтмориллонит. Если базальный горизонт свиты представлен галечниками, то глинистое вещество имеет хлорит-гидрослюдисто-каолинитовую ассоциацию, если же он сложен алевролитами, включающими гравий и гальку, то отмечается каолинит-хлоритовая ассоциация с примесью гидрослюда.

Алювиальные отложения укугутской свиты по распределению и преобладанию глинистых минералов можно расчленить на три пачки. В нижней доминируют монтмориллонит и каолинит. Содержание гидрослюда и хлорита составляет 5–10 %, редко 15 % и только в базальном слое отмечается хлорит-каолинитовая ассоциация. В средней пачке глинистое вещество представлено монтмориллонит-хлорит-каолининовой ассоциацией и в верхней – хлорит-каолининовой. Гидрослюда присутствует в виде примеси.

По отношению к подстилающим континентальным породам геттанг-синемора плинсбахские прибрежно-морские отложения характеризуются отчетливым преобладанием монтмориллонита в разрезе и на площади. Содержание каолинита (15–40 %) в разрезе оруктахской свиты довольно постоянно, а в вакунайкинской свите он присутствует только в базальной части. Гидрослюда и хлорит встречаются эпизодически в виде примеси, иногда содержание хлорита возрастает до 35 %.

Таким образом, для континентальных отложений нижеюрской толщи характерно наличие каолинита, монтмориллонита, гидрослюда и хлорита. Глинистое вещество прибрежно-морских отложений представлено монтмориллонитом, иногда в ассоциации с ним наблюдается хлорит. Каолинит отмечается только в оруктахской свите (нижний плинсбах).

Содержание малых элементов в глинистом веществе

Концентрация каждого элемента в глинистом веществе определяется множеством факторов, степень влияния

которых зависит от геохимических особенностей элементов. Мы рассматриваем содержание трех групп элементов в глинистом веществе пород по скважинам Л-49/101 и Л-73/16. Первую группу составляют элементы, содержание которых в значительной мере определяется интенсивностью химического выветривания, протекавшего на суше, в путях миграции и в процессе седиментации. Для второй – характерна зависимость от фациальных условий седиментации. Третью группу составляют рудные элементы.

В основании разреза укугутской свиты (см. рис. I) залегают русловые галечники; содержание малых элементов в глинистом веществе этого варианта не определялось. Вышележащие русловые песчаники и галечники имеют повышенные содержания Co, Cr, V, Zr и Ti, которые превышают кларковые в глинах и глинистых сланцах. По колебательному изменению содержаний первой группы элементов в разрезе укугутской свиты выявляется один уровень повышения их концентрации.

Вторую группу элементов составляют В, Ga, Sr и Ba. Бор накапливается в основном в морских условиях, галлий – в пресноводных. Содержание бора в глинистом веществе укугутской свиты понижено относительно кларка, распределение галлия равномерное и слабо возрастает снизу вверх. На фоне этого процесса отмечается его относительное уменьшение в кровле свиты. Содержание стронция и бария постепенно увеличивается к верхней части разреза свиты и затем падает к кровле, что отвечает одному уровню относительного их повышения. При этом максимумы бора и галлия расположены выше максимумов стронция и бария.

Третья группа рудных элементов включает Mn, Cu, Zn и Pb, содержание которых постепенно растет вверх по разрезу и только в кровле свиты отмечается их уменьшение. При этом максимум содержания марганца смещен относительно других элементов. Следовательно, укугутская свита по геохимическим особенностям глинистого вещества характеризуется одним максимумом повышенного содержания малых элементов.

В оруктахской свите карикского подъяруса плинсбахского яруса, сложенной в нижней части песчаниками, в верхней – алевролитами и песчаниками, концентрации Co, Ni, Cr, V, Zr и Ti одинаковые. В основании разреза по скв. 101 (глубина 59–54 м) они высоки, затем понижаются и достигают наименьших значений в верхах

нижней четверти разреза (глубина 29,5–34 м), средняя часть разреза (~42–38 м) имеет повышенную концентрацию этой группы элементов, но она не достигает величины, имеющейся в основании разреза. Следующее понижение концентрации по величине примерно равно первому минимуму. В верхней части разреза имеется повышение концентрации, затем вновь понижение в самых верхах. Наблюдаемые в разрезе оруктахской свиты колебания концентраций Co , Ni , Cr , V , Zr и Ti свидетельствуют о цикличности процесса обогащения глинистого вещества малыми элементами. Выявленные четыре уровня повышения и столько же уровней понижения содержания этой группы элементов дают основание выделить четыре цикла меньшего ранга, самый верхний из них, возможно, незавершенный. Первый и второй циклы меньшего ранга составляют один цикл большего ранга, третий и четвертый — другой цикл этого же ранга. Таким образом, оруктахская свита представлена двумя циклами более высокого ранга, каждый из которых состоит из двух циклов меньшего ранга, выделяемых по изменению концентрации малых элементов.

Содержание галлия в песчаниках оруктахской свиты возрастает снизу и до середины разреза, с глубины 26 м оно понижается и наименьшее приурочено к алевролитам. Обратное распределение относительно галлия имеет бор, который в песчаниках остается примерно на одинаково низком уровне и затем заметно повышается в алевролитах. Для стронция и бария характерно повышение содержания снизу вверх в нижней части свиты и понижение в верхней. На фоне этих направленных изменений содержания бария и стронция отмечаются более мелкие колебательные изменения, которые могут иметь обратный характер, или смещение максимумов концентрации относительно бора. Общим в изменении концентрации Ga , B , Sr и Ba является колебательный характер. При этом выделяются четыре уровня повышенного содержания Sr и Ba : два в нижней части свиты, два в верхней. Эти уровни ограничивают четыре цикла меньшего ранга изменения содержания стронция и бария. По максимальной амплитуде изменений концентрации этих двух элементов выделяются два цикла большего ранга. По содержанию бора и галлия четко выделяются тоже два цикла большего ранга.

В песчаниках нижней части оруктахской свиты (снизу вверх) до глубины ~26 м содержание Zn и Pb повышается, Mg и Cu — понижается. Для всех четырех элементов в этом интервале отмечается

два уровня повышенного содержания рудных элементов. Для Pb и Zn верхний уровень имеет большую концентрацию относительно нижнего, Mn преимущественно концентрируется на нижнем уровне. Верхняя часть оруктахской свиты, сложенная песчаниками и алевролитами, характеризуется четко выраженным понижением снизу вверх содержания Pb и Zn. На фоне этих тенденций общего характера происходят колебательные изменения содержания меньшей амплитуды, по которым выделяются два цикла в нижней части свиты и два — в верхней. Таким образом, изменение концентрации рудных элементов свидетельствует о существовании в разрезе оруктахской свиты двух циклов большего ранга, каждый из которых сложен двумя циклами меньшего ранга. Граница между циклами большего ранга пролегает в интервале 18–23 м.

В разрезе скв. Д-73/16 в песчаниках мелкозернистых, полимиктовых нижней части оруктахской свиты плинсбахского яруса в глинистом веществе отмечается повышение содержания Co, Ni, Sr, V и Zr. В верхней части свиты, сложенной темно-серыми алевролитами, повышение содержания этих элементов имеет меньшее значение относительно нижней. Средняя часть свиты, представленная песчаниками и алевролитами, характеризуется наиболее низкими содержаниями Co, Ni, Sr, V и Zr. В целом по свите изменение концентрации первой группы элементов колеблется, о чем свидетельствует увеличение ее от низов к середине, понижение в средней части, увеличение в верхней и вновь понижение в самых верхах. В нижней части свиты концентрация Zr, V и Co превышает кларковое содержание в глинах и глинистых сланцах, в верхней — только V и Zr достигают этого предела. Содержание Ga повышается снизу вверх. В песчаниках нижней части разреза оно почти в два раза меньше, чем в алевролитах верхней части. Содержание B, Sr и Ba по разрезу снизу вверх понижается. Этот процесс носит колебательный характер; на фоне общего понижения имеются относительные повышения в нижней и верхней частях свиты, максимум понижения приурочен к средней части. Концентрация Ga, B, Sr и Ba в глинистом веществе оруктахской свиты ниже кларка для глин и глинистых сланцев.

Рудные элементы — Mn, Cu, Zn и Pb по разрезу свиты распределяются неравномерно. В нижней части свиты в песчаниках содержание Pb и Mn повышено в большей степени, Cu и Zn — в меньшей.

Средняя часть свиты, представленная песчаниками и алевролитами, характеризуется пониженным содержанием этих элементов. В верхах разреза на фоне повышения содержания свинца, марганца, цинка наблюдаются колебательные изменения. Для меди отмечается очень слабое повышение содержания. Концентрация свинца в нижней и верхней частях свиты превышает кларк в глинах и глинистых сланцах. Из приведенного выше следует, что оруктахская свита по геохимическим особенностям представляет собой седиментационный цикл, отражающий направленный и колебательный процесс концентрации некоторых малых элементов. В пределах разреза свиты выделяются два цикла меньшего ранга (первый – на глубине ~59–50 м, второй – ~50–46 м), составляющие цикл большего ранга, в котором выражается тенденция понижения содержания большинства элементов.

В основании нижневакунайкинской подсвиты домерского яруса в глинистом веществе цемента конгломератов и гравелитов содержание Co, Ni, Cr, V и Zr понижено. В целом же нижняя часть подсвиты, сложенная песчаниками, имеет высокие содержания этих элементов. Концентрации Co, V и Zr значительно превышают кларковые в глинах и глинистых сланцах. В верхней части подсвиты в алевролитах отмечается повышение содержания данной группы элементов относительно средней части, в песчаниках которой мало кобальта, никеля, хрома и ванадия. Содержания рассматриваемых элементов в целом по разрезу свиты повышаются от низов к середине, понижаются в средней её части и вновь повышаются в верхах. Кривые изменения концентрации элементов в глинистом веществе показывают цикличное развитие этого процесса.

В песчаниках нижней части нижневакунайкинской подсвиты содержание В, Ва и Sr повышено, Ga – понижено относительно нижележащих отложений оруктахской свиты. В верхах подсвиты, сложенных алевролитами, содержание бора повышается, а галлия и особенно резко стронция и бария – понижается.

В песчаниках нижней части нижневакунайкинской подсвиты содержание Cu, Zn и Mn повышено; для Pb повышение отмечено только в самых низах. В верхней части подсвиты, сложенной алевролитами, содержание Pb повышается, Cu, Zn и Mn – понижается.

Анализ распределения малых элементов по разрезу нижневакунайкинской подсвиты показывает, что в целом по свите наблюдается тенденция снижения их содержания снизу вверх. На фоне уменьшения

концентрации малых элементов в глинистом веществе отмечается два уровня относительного её повышения. Для разных элементов расположение уровней повышенной концентрации может быть несколько смещенным. Таким образом, нижневакунайкинская подсвета представляет собой седиментационный цикл, состоящий из двух циклов меньшего ранга.

В основании верхневакунайкинской подсветы тоарского яруса в песчаниках с гальками глинистое вещество имеет пониженное содержание Co, Ni, Cr, V и Zr. Вышележащая толща песчаников глинистых, алевритистых и известковистых характеризуется высоким содержанием этих элементов. Содержания Co, Cr, V и Zr здесь превышают кларковые в глинах и глинистых сланцах. Так же как в нижневакунайкинской подсвете домерского яруса, в верхней части этого разреза, сложенной алевролитами и аргиллитами, повышается содержание малых элементов, в средней части — понижается, в кровле разреза имеется явная тенденция к понижению. Титан имеет такой же характер распределения содержания по разрезу, колебания его концентрации не так резко выражены. Содержание титана в глинистом веществе этих отложений значительно превышает кларковое в глинах и глинистых сланцах. Распределение элементов первой группы в разрезе верхневакунайкинской подсветы тоарского яруса показывает ее цикличное строение, которое выражается общей тенденцией понижения содержания Co, Ni, Cr, V и Zr с двумя уровнями резкого увеличения их концентрации. Первый уровень соответствует глубинам 29–24 м, второй — 15–8 м.

В верхневакунайкинской подсвете, имеющей пестрый литологический состав, наблюдаются наиболее резкие колебания в содержании Ga, B, Sr и Ba. В целом по разрезу свиты снизу вверх содержание галлия понижается, бора — повышается, бария и стронция тоже повышается, но только до уровня 14–15 м. По характеру кривых, отражающих распределение данной группы элементов, выявляется общее повышение содержания бора, понижение бария, стронция и галлия. На фоне направленного изменения концентрации этих элементов выявляются колебания более мелкого порядка. Так же как в нижневакунайкинской подсвете, здесь имеется два уровня относительного повышения содержания галлия, бора, бария и стронция в глинистом веществе. Максимумы концентрации бария и стронция, соответствующие глубинам 30–24, 16–14 м, смещены относительно максимумов

концентрации бора. Колебания в содержании галлия выражены не резко и имеют обратную зависимость от распределения бора.

В разрезе верхневакунайкинской подсвиты концентрация рудных элементов меняется аналогично описанным выше подразделениям. Нижняя часть свиты, представленная переслаиванием различных песчаников, характеризуется повышенным содержанием меди, цинка и марганца; для верхней – алевритовой и аргиллитовой толщи имеют место колебательные изменения концентрации свинца, меди, цинка и марганца на фоне общей тенденции понижения, которая больше выражена для свинца, марганца и цинка. Содержание свинца и цинка на некоторых уровнях превышает кларковое в глинах и глинистых сланцах. В разрезе верхневакунайкинской подсвиты на фоне общего понижения (снизу вверх) содержания рудных элементов имеются два стратиграфических уровня (30–26,6 м; I7–I5 м), на которых происходит повышение их содержания. Максимумы содержания меди, цинка и марганца коррелируются между собой, а максимумы содержания свинца смещаются относительно первых. Кривые, отражающие изменение содержания рудных элементов в разрезе подсвиты, указывают, что верхневакунайкинская подсвита представляет собой единый цикл направленного процесса, в течение которого обогащение глинистого вещества убывало. При этом его колебательный характер отражает два цикла меньшего ранга.

По характеру распределения малых элементов в глинистом веществе разрезов скважин Л-49/101 и Л-73/16 выявляется, что их содержание меняется закономерно. Изученные элементы характеризуются как направленными, так и колебательными изменениями концентрации, по которым выделяются циклы разных рангов. Количество циклов в пределах свит в разрезах этих двух скважин позволяет их коррелировать.

Условия осадконакопления

На основании проведенного литолого-фациального анализа в составе нижнеюрской терригенной формации выделено три группы отложений: континентальные, переходные от континентальных к прибрежно-морским и морские мелководные.

Среди континентальных установлены: русловые, делювиально-

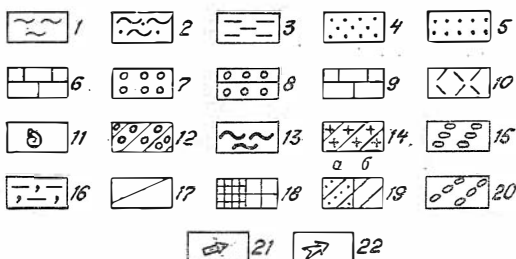
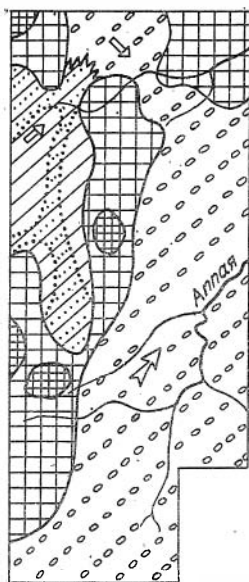


Рис.3. Палеогеографическая схема геттанг-синемюрского времени бассейна рек Вилуй, Ангара:

I - глины; 2 - суглинки;
3 - алевроиты; 4 - пески и песчаники; 5 - гравий; 6 - гравелит на карбонатном цементе; 7 - галечники; 8 - конгломераты; 9 - карбонат; 10 - обугленный растительный детрит; 11 - места находок фауны фауны; 12 - песчано-гравийно-галечных осадков русла; 13 - алевроитоглинистых осадков лагуны и заливов; 14 - глинисто-алевритопесчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна; 15 - песчаных осадков подводной части дельты; 16 - алевроитоглинистых осадков, удаленных от берега частей бассейна; 17 - геологические границы; 18 - области денудации (участки с густой штриховкой соответствуют более возвышенным частям рельефа); 19 - зона подножий склонов и конусов выноса: а) делювиально-пролювиальные (преобладают) и озерные отложения, б) пролювиальные и озерные (преобладают) отложения; 20 - зона речных долин; 21 - течение притоков; 22 - течение основной реки.

пролювиальные, озерные, озерно-болотные и болотные отложения. В составе переходных от континентальных к прибрежно-морским выделены отложения: заливно-лагунного мелководья, подводной части дельты, открытого подвижного мелководья бассейна. Морские мелководные представлены осадками удаленных от берега частей бассейна (см. рис.1,2,3).

В пределах площади развития кугитской свиты распространены делювиально-пролювиальные и озёрно-болотные фациальные зоны осадков, которые на площади фациально замещаются зоной речных долин, выделяемой в составе укугутской свиты. Первые две расположены в долинообразных понижениях, врезанных в склоны прогиба, причём зона делювиально-пролювиальных осадков тяготеет к пониженным элементам палеорельефа.

В разрезе оруктахской свиты выделяются следующие фациальные зоны, сменяющие друг друга на площади и в разрезе: озёрно-болотных и лагунных осадков, открытого мелководья и подводных дельт. Отложения нижневакунайкинской подсвиты представлены осадками зон: открытого мелководья бассейна и подводных дельт (преобладают). Зона заливно-лагунного мелководья бассейна имеет ограниченное развитие и тяготеет к островным участкам суши домерского моря. Верхневакунайкинская подсвита представлена двумя зонами: осадками открытого мелководья и осадками удаленных от берега частей бассейна.

Анализ распределения фаций и фациальных зон, геохимических параметров глинистого вещества на площади и в разрезе позволили восстановить условия осадконакопления этой части региона в раннем мезозое.

В средне- и поздне триасовую эпохи на рассматриваемой территории установился континентальный режим. В этот период на осадочных и изверженных породах формируется кора выветривания латеритного типа.

В конце позднего триаса незначительная активизация тектонических движений обусловила слабую дифференциацию древнего рельефа. В пределах Ангаро-Вилуйского прогиба формируются глинисто-алевритовые осадки заливно-лагунного мелководья. Фрагменты этих отложений под русловыми галечниками укугутской свиты были вскрыты рядом скважин.

В геттанге последовало более интенсивное погружение прогиба. На фоне региональных тектонических движений амплитуда прогиба отдельных участков была различной. Это обусловило широкое развитие эрозионно-денудационных процессов и привело к формированию расчленённого палеорельефа, контролировавшего в дальнейшем ход раннеюрского этапа осадконакопления вплоть до наступления домерской трансгрессии. В это время Ангаро-Вилуйский прогиб пред-

ставлял собой обширную аллювиальную равнину, в пределах которой накапливались галечники и разнозернистые пески русла горно-равнинной реки. В прибортовых частях прогиба в долинообразных понижениях в результате размыва доюрской коры выветривания образовались осадки делювиально-пролювиального комплекса. По геохимическим параметрам глинистого вещества осадконакопление происходило в пресноводных обстановках (см. рис.1). Климат в геттанг-синемюрское время был гумидным. В ранее проведенных исследованиях отмечается, что интенсивность химических процессов в областях сноса была умеренной /2/.

В синемюре эпиконтинентальный морской бассейн, располагавшийся в Виллойской синеклизе, начал ингрессировать в направлении прогиба. Хотя он и не достиг прогиба, но повлиял на характер седиментации. В прибортовых частях прогиба создаются благоприятные условия для формирования озёрно-болотных ландшафтов. Поэтому в верхней части разреза клегирской свиты доминируют слабоуглистые глины и алевролиты, включающие маломощные пропластки углей.

В начале плинсбахского века продолжающееся развитие ингрессии привело к смене континентального режима преимущественно прибрежно-морским. Характерно, что в пределах центральной части прогиба формируются в основном пески дельтового типа, а в его прибортовых частях — мелкозернистые хорошо сортированные пески открытого мелководья бассейна (см. рис.1,2,3). Во второй половине оруктахского времени наступает фаза плавного компенсированного прогибания рассматриваемой территории. Происходит значительное расширение границ бассейна седиментации в западном направлении и погребение доюрских возвышенностей алевролитами заливно-лагунного мелководья бассейна. Лишь сводовые части возвышенностей в виде небольших островов продолжали существовать до начала домерской трансгрессии (на рис.3 они отвечают участкам с густой штриховкой). Зона осадков открытого мелководья бассейна смещается в сторону центральных частей бассейна, вверх по разрезу она сменяется глинисто-алевритовыми осадками зоны заливно-лагунного мелководья.

Изменение геохимических параметров глинистого вещества (см. рис.1,2) показывает, что образование песчано-алевритовых отложений оруктахской свиты происходило при колебательном развитии трансгрессии. В результате этого возникали трансгрессии и регрес-

сии меньшего ранга, что обуславливало смену прибрежно-опреснённых обстановок прибрежно-морскими и морскими. Максимуму развития трансгрессии отвечают алевролиты и конгломераты, накопление которых происходило в прибрежно-морских и морских условиях. На максимуме регрессии в прибрежных опреснённых и прибрежно-морских условиях формировались песчаники. Таким образом, нижняя и верхняя части разреза оруктахской свиты образовались при трансгрессивном режиме, средняя -- при регрессивном. В целом разрез свиты является производным седиментационного цикла, состоящего из трёх циклов меньшего ранга.

Климат этого периода был гумидным. Конец оруктахского времени характеризуется нарастанием интенсивности химического выветривания в областях сноса (см. рис. I, 2).

Начало домерской фазы (ранневакунайкинское время) знаменуется широкой трансгрессией, в результате которой произошло полное захоронение доюрского рельефа и господствующее положение получили прибрежно-морские условия осадконакопления. В западной части площади формируются песчаники дельтового типа, которые вверх по разрезу замещаются алевроитопесчаными осадками зоны открытого мелководья бассейна.

В пределах центральной части прогиба накапливается пачка песков дельтового комплекса. Глинисто-алевритовые осадки лагун и заливов тяготеют к верхней части разреза и приурочены к возвышенным участкам древнего рельефа.

Геохимические особенности глинистого вещества свидетельствуют о трансгрессивном режиме седиментации, на фоне которого имели место одна регрессия и две трансгрессии меньшего ранга. Формирование разреза нижневакунайкинской подсвиты происходило вначале в прибрежной обстановке, затем в прибрежно-морской и морской. Таким образом, по геохимическим параметрам глинистого вещества нижневакунайкинские отложения представляют собой трансгрессивный седиментационный цикл, который составляется двумя трансгрессивными циклами меньшего ранга. Нижний трансгрессивный соответствует интервалу пород от 45 до 40 м, верхний -- от 34 до 30 м, регрессивный цикл третьего ранга включает в себя интервал пород от 40 до 34 м. В процессе осадконакопления ранневакунайкинское (домерское) времени происходила последовательная смена фациальных обстановок от прибрежных к прибрежно-морским и морским (см. рис. 2).

В нижневакунайкинской подсвете зрелость глинистого вещества в песчаниках нижней части разреза характеризуется низкими значениями, в алевролитах верхней части разреза — высокими. Резкое возрастание геохимического параметра $Al_2O_3:Na_2O$ показывает, что химическое выветривание в конце ранневакунайкинского времени было интенсивным, и климат в течение этого времени оставался гумидным (см. рис.2).

Палеонтологические и литологические исследования показывают, что на севере Средней Сибири в раннем плинсбахе в целом происходило погружение региона, режим седиментации при этом был неустойчивым. При тенденции общего наступления моря трансгрессии чередовались с регрессиями. В позднем плинсбахе развивалась обширная трансгрессия, которая также имела колебательный характер. В середине позднего плинсбаха ритмичные колебания имели мелкие амплитуды, в конце его проявился один трансгрессивно-регрессивный этап небольшой амплитуды и установился спокойный тектонический режим. Тоарский век (поздневакунайкинское время) характеризуется господством морских условий осадконакопления, в результате которых сформировалась пачка аргиллитов и мелкозернистых алевролитов /I-6/.

Геохимические параметры глинистого вещества показывают, что образование разреза верхневакунайкинской подсветы происходило при трансгрессивном режиме седиментации, преимущественно в морских условиях. Максимуму трансгрессии соответствуют алевролиты с морской фауной и аргиллиты (см.рис.2), минимуму регрессии отвечает кровля алевролитов. Таким образом, верхневакунайкинская подсвета представлена седиментационным циклом, состоящим из двух циклов меньшего ранга, нижнего — регрессивного и верхнего — трансгрессивного.

Отложения подсветы имеют наиболее высокую зрелость глинистого вещества. Резкое возрастание геохимического параметра $Al_2O_3:Na_2O$ указывает на интенсивность химических процессов в поздневакунайкинское время. Климат этого периода оставался гумидным (см. рис.2).

В заключение можно отметить следующее. Главными палеоландшафтами в раннеюрское время являлись: размываемая в течение геттанга — плинсбаха суша в западной части площади, постепенно сокращавшаяся в размерах и в начале домера ставшая областью аккумуля-

муляции; морской мелководный бассейн, ингрессирующий с северо-востока; континентальный режим седиментации в начале и прибрежно-морской, морской – в конце. Смена режима седиментации и фациальных обстановок происходила направленно и циклично при общей тенденции трансгрессивного развития. При этом интенсивность химического выветривания на суше имела колебательный характер, наиболее интенсивным оно было в начале раннего плинсбаха и в тоаре. Климат в течение ранней юры оставался гумидным.

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

Литература

1. Дагис А.А., Возин В.Ф. Новое о древнейших слоях юры на севере Средней Сибири // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., 1972. С.56–67.
2. Захаров В.А., Шурьгин Б.Н. Двустворчатые моллюски // Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М., 1976. С.270–281.
3. Захаров В.А., Шурьгин Б.Н. Юрское море на севере Средней Сибири // Условия существования мезозойских бореальных фаун. Новосибирск, 1979. С.56–81.
4. Каплан М.Е., Меледина С.В., Нальняева Т.И., Шурьгин Б.Н. Анабарская губа // Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М., 1976. С.67–85.
5. Месежников М.С., Балабанова Т.Ф., Веренинова Т.А. и др. Палеогеография Севера СССР в юрском и меловом периодах // Вопросы палеогеографии и палеобиогеографии мезозоя Севера СССР. Л., 1971. С.3–132.
6. Ронкина Э.З., Колокольцева Е.П., Войцеховская А.Г. Вещественный состав юрских и меловых отложений // Геология и нефтеносность Енисей-Хатангского прогиба. Л., 1971. С.19–39.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ЖЕЛВАКОВЫХ ФОСФОРИТОВ КУОНАМСКОЙ СВИТЫ
НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ р.МОЛОДО
(северо-восток Сибирской платформы)

Фосфоритоносность нижнекембрийских отложений р.Молодо впервые рассмотрена С.Ф.Бахтуровым и В.С.Переладовым /1/. Ими выделен фосфоритоносный горизонт в основании куонамской свиты, представленный черными листоватыми аргиллитами, обогащенными органическим веществом и содержащими фосфоритовые желваки. Указывалось, что содержание P_2O_5 в желваках колеблется от 14,5 до 29,5 %, а также отмечалось повышенное содержание в них органического вещества (до 10,53 % $C_{орг}$) и присутствие редких зерен кварца, полевого шпата, карбонатов (до 10 %), пирита (0,5–0,6 %), гидроокислов железа. Был приведен средний химический состав фосфоритовых желваков по 12 образцам. Мощность фосфоритоносного горизонта определена в 3,3 м.

Нами был изучен разрез фосфоритоносной пачки (горизонта) куонамской свиты по р.Молодо на участке протяженностью 100 км вниз от устья р.Хастах. На этом участке было описано 13 обнажений с полным в большинстве случаев разрезом фосфоритоносного горизонта. Общая мощность горизонта, его строение и характер фосфоритоносности сохраняются во всех изученных разрезах (рис.1).

В составе фосфоритоносного горизонта выделяется два фосфатоносных уровня. Нижний мощностью 0,1 м отвечает самым низам куонамской свиты, залегаая непосредственно на подстилающих её карбонатных породах алданского яруса. Этот уровень представлен глинистой, местами обохренной породой, напоминающей разрушенный аргиллит, содержащий редкие мелкие (0,7–1,5 см в поперечнике) фосфоритовые конкреции и иногда – пиритовые. Поверхность доломитов, подстилающих данные породы, часто выветрена, имеет буроватый оттенок; иногда доломиты здесь дезинтегрированы на мелкие (от нескольких миллиметров до первых сантиметров) обломочки. Фосфоритовые конкреции имеют шероховатую неправильную поверхность. Состав их по данным микроскопического анализа фосфатно-известковый с примесью гипса. Карбонатная составляющая представлена раковинным детритом; наблюдается замещение части раковин пиритом.

Система	К е м б р и с к а я
Ярус	Л е н с к и й
Свита	К у о н а м с к а я

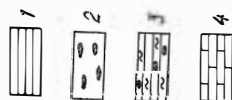
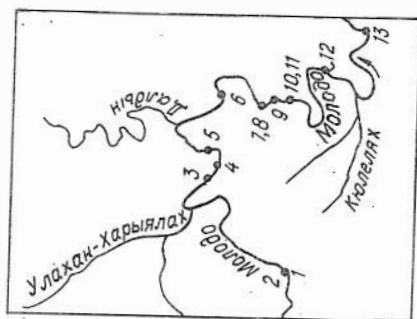
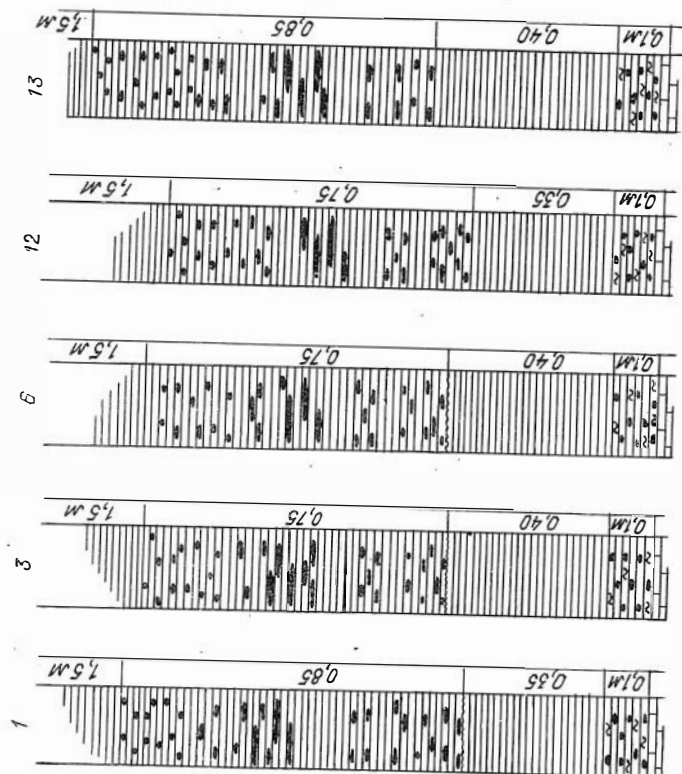


Рис. 1. Типичные разрезы фосфоритового горизонта куонамской свиты р. Молодо:

1 - аргиллиты, обогащенные органическим веществом (углеродистые сланцы); 2 - желваки фосфоритов; 3 - разрушенная глинисто-карбонатная порода с мелкими желваками фосфоритов; 4 - карбонатная порода, подстилающая отложения куонамской свиты. 1, 3, 6, 12, 13 - номера разрезов.

том. В количестве до 1 % присутствует глауконит, широко развитый в подстилающих куонамскую свиту карбонатных породах. Рентгеновский анализ показывает присутствие кварца, слюдястого материала. Насыщенность пород конкрециями не превышает 10 %. Нижний фосфатонесный уровень наблюдается во всех разрезах, сохраняя мощность.

Нижний и верхний фосфоритонесные уровни разделяет пачка черных битуминозных тонколистоватых аргиллитов мощностью 0,35–0,40 м лишенных фосфоритовых конкреций.

Верхний уровень фосфатизации, которому отвечает основная фосфоритонесная пачка мощностью 0,75–0,85 м, весьма насыщен фосфоритовыми конкрециями, отсутствующими в более верхней части аргиллитового горизонта мощностью 1,5 м. Фосфоритовые конкреции залегают среди черных битуминозных аргиллитов, подобных описанным выше, слои которых "обтекают" конкреции (рис.2). По морфологии конкреции различных частей фосфоритонесной пачки существенно индивидуализированы. В нижней ее части конкреции плоские, округлые в плане, имеющие диаметр (поперечник в плане) 10–15 см при толщине 1,0–1,5 см. Насыщенность этой части пачки конкрециями определена в 7–8 %. В средней части пачки конкреции плоские линзовидные, в плане часто неправильной формы (рис.3); размеры их в плане достигают 35 см при толщине до 3 см. Содержание конкреций – 25–40 %. В верхней части пачки преобладают сферические черные конкреции диаметром 1–3 см при содержании в слое до 15 %. Поверхность конкреций обычно гладкая, блестящая.

Химический состав фосфоритов куонамской свиты приведен в табл. I. Как видно, компонентами, достигающими в составе фосфоритов наиболее высоких концентраций, являются: пятиокись фосфора; оксиды кальция, магния, железа; сульфидная сера, органический углерод, глинозем, кремнезем, в ряде проб сера сульфатная. Весь фосфор в конкрециях представлен, исходя из анализов, карбонатфторapatитом. Проанализированные пробы не освобождались от свободного карбоната, в связи с чем о реальном вхождении карбоната в структуру апатита можно судить по пробам с наименьшим содержанием CO_2 при наиболее высоком содержании P_2O_5 . Такими пробами являются К-127, К-21. В первой – содержание CO_2 составляет 0,87 % при содержании $\text{P}_2\text{O}_5 = 31,0$ %, во второй – 0,65 и 25,5 %

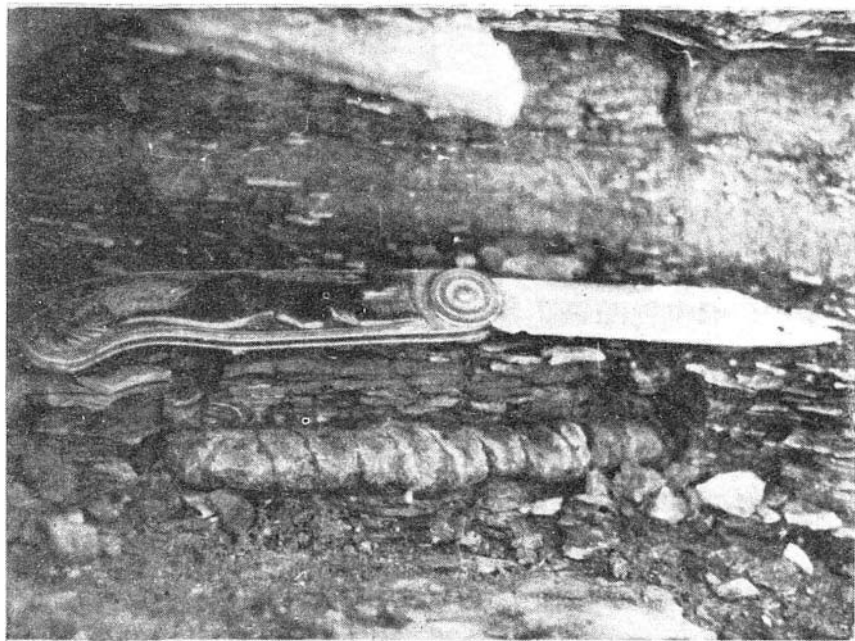


Рис.2. Выход конкреции фосфорита в разрезе пачки углеродистых листоватых аргиллитов куонамской свиты. Видно "облечение" конкреции слойками аргиллитов.

соответственно. Если принять, что содержание CO_2 в этих пробах относится только к апатиту, то и в этом случае при пересчете анализов на монофосфатный материал содержание его лишь достигнет или совершенно незначительно превысит 1 %. Проведенные А.М.Кривоуцкой по нашей просьбе определения содержания CO_2 в структуре апатита куонамской свиты рентгеновским анализом по методу Р.Гульбрандсена /10/ показали содержания его в пределах 0,2-0,3-1 %. Имея в виду, что при содержании CO_2 в апатите менее 1 % последний в качестве карбонатапатита рассматриваться уже не может /11/, фосфатный минерал куонамской свиты должен быть диагностирован как исключительно низкокарбонатный карбонатапатит/11/.

Столь низкое содержание в составе апатита карбонат-иона за-

Таблица I

Химический состав фосфоритовых желваков Куонамской свиты, р. Молодо (%)

Компоненты	Нижний уровень	Верхний уровень														Верхняя часть	
		нижняя часть						средняя часть									
		K-6	K-14	K-146	K-21	K-71	K-44	K-95	K-86	K-150	K-104	K-39	K-124	K-113	K-127		
SiO ₂	8,9	12,12	5,2	12,2	12,8	4,4	4,1	8,8	3,4	5,6	9,6	8,5	4,4	2,3	4,3		
TiO ₂	0,15	0,11	0,05	0,06	0,14	0,05	0,04	0,14	0,04	0,06	0,09	0,15	0,05	0,04	0,1		
Al ₂ O ₃	1,8	2,0	1,1	1,0	2,8	0,71	1,0	2,4	0,65	1,1	1,8	2,0	0,8	0,6	1,3		
Fe ₂ O ₃	1,8	1,4	1,5	2,4	2,8	17,4	2,7	9,8	2,4	2,5	23,4	1,7	1,5	1,4	2,6		
FeO	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.		
CaO	43,02	43,02	35,05	36,01	39,15	32,89	39,58	36,99	39,53	37,91	27,26	35,51	37,58	42,38	40,33		
MgO	0,74	0,30	0,30	0,17	1,02	0,15	7,44	0,37	1,91	0,64	1,22	0,37	0,16	0,20	2,53		
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,18	0,01	0,05	0,13	0,06	0,02	0,02	0,01	0,05		
Na ₂ O	0,36	0,62	0,32	0,39	0,31	0,25	0,35	0,29	0,42	0,31	0,26	0,26	0,28	0,35	0,35		
K ₂ O	0,70	0,58	0,19	0,25	0,87	0,24	0,24	0,52	0,19	0,28	0,61	0,57	0,16	0,19	0,33		
P ₂ O ₅	27,7	31,1	23,2	25,5	27,5	22,9	19,7	26,3	25,6	26,7	17,3	25,2	28,8	31,0	27,2		
SO ₃ сульфат.	6,07	не обн.	3,21	не обн.	3,80	не обн.	5,32	не обн.	2,81	2,63	не обн.	2,13	2,03	4,15	4,40		
S сульфид.	не обн.	0,81	2,58	0,04	не обн.	14,27	не обн.	7,49	1,12	1,06	18,40	0,85	0,82	не обн.	не обн.		
CO ₂	4,15	0,87	0,87	0,65	1,96	0,65	16,18	0,44	4,37	1,53	2,40	0,87	1,09	0,87	5,03		
F	3,52	3,44	3,08	3,22	3,20	2,78	2,76	3,36	3,04	3,40	2,58	3,16	3,48	3,16	3,16		
H ₂ O ⁻	0,27	0,44	2,93	0,56	0,52	1,68	0,66	1,27	1,02	0,79	1,04	1,80	1,66	1,30	0,62		
H ₂ O ⁺	1,08	1,45	4,03	2,58	0,38	2,70	0,68	2,34	3,21	2,84	1,56	3,68	3,08	2,19	2,01		
С _{орг} хх	3,19	5,55	20,34	17,55	6,56	1,80	3,13	2,07	13,52	16,30	-	17,45	17,61	13,33	9,51		
Орг. жж	8,42	8,68	27,82	20,82	9,44	19,42	18,99	12,34	22,22	21,73	-	22,85	22,6	16,39	17,17		
П.п.п.	103,19	103,9	103,97	102,59	104,39	102,88	103,26	102,59	103,26	103,78	107,58	104,21	103,52	103,40	104,44		
Сумма I	1,47	1,44	1,29	1,35	1,34	1,16	1,15	1,27	1,27	1,42	1,08	0,42	1,46	1,32	1,32		
О соотв. F	-	0,20	1,29	0,02	-	3,57	-	3,25	0,56	0,53	4,60	1,32	0,20	-	-		
О соотв. S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Сумма II	101,72	102,26	101,39	101,27	103,05	98,15	102,11	98,07	101,43	101,83	101,90	102,47	101,86	102,15	103,12		
Апатит	68	80	60	66	70	60	52	68	66	68	49	65	71	76	68		
Щавит	-	1,5	5	-	-	27	-	14	2	2	34,5	1,5	1,5	-	-		
Доломит	2	-	-	-	3	-	32	-	7	1,5	4,0	-	-	-	9,5		
Кальцит	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Гипс	10	-	5,5	-	6,5	-	9	-	5	4,5	-	3,5	3,5	7	7,5		

Примечание. х - железо общее; хх_{орг} = п.п.п. - (S сульфид. + H₂O⁺ + CO₂); ххх в сумму не входит.

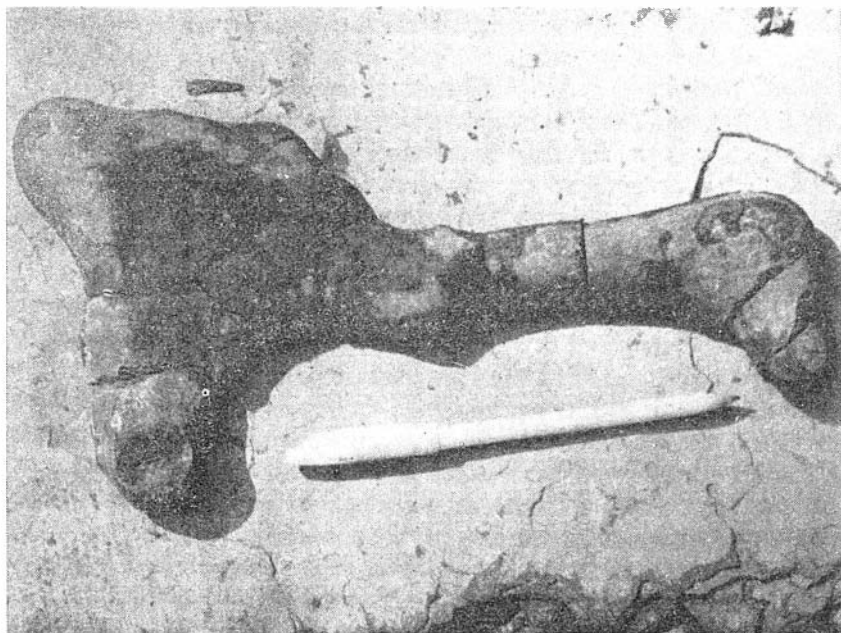


Рис.3. Фосфатно-карбонатная конкреция из отложений куонамской свиты в плане.

ставляет предполагать весьма существенную переработку породы куонамской свиты процессами катагенеза, имея в виду, что последние действуют в сторону преобразования карбонатапатита в апатит /4/. Уровень катагенеза, который претерпели аргиллиты куонамской свиты, был определен А.Н.Фоминим по отражательной способности битуминитов ($R_{\text{бит.}}^0$) на фотоэлектронной установке ПООС-1 при длине волны 546 нм в воздушной среде и предполагается в пределах стадий Д-ДГ (длиннопламенной-длиннопламенной-газовой), что отвечает, по классификации Н.Б.Вассоевича и др. /2/, начальной стадии мезокатагенеза (МК-1, МК-2).

Наряду с низким содержанием CO_2 , апатит куонамской свиты характеризуется низкими содержаниями оксидов натрия и магния, что также весьма показательно для апатитового материала, претер-

павшего существенные катагенетические преобразования /5/. Повышенный в количестве выше первых десятых долей процента оксид магния связан уже с доломитом; из табл. I видно, что в этих случаях ему соответствует также повышенное содержание CO_2 .

Сульфидная сера в породе, по данным рентгеновского анализа, относится исключительно к пириту. Органический углерод определяется расчетным путем как разность между потерями при прокаливании и суммой таких компонентов, удаляющихся из породы при нагревании, как CO_2 , сера сульфидная, вода. Можно думать, что при повышенной температуре из породы, по крайней мере частично, уходит также фтор, но в богатых органическим углеродом пробах содержание фтора в несколько раз ниже содержания $\text{C}_{\text{орг}}$, и возникающая, возможно, погрешность в определении содержания последнего относительно невелика. Таким образом, в качестве основных минеральных фаз в составе фосфора выступают карбонатфторapatит, пирит, органический углерод. Кремнезем, достигающий содержания 12,8–12,9 %, связан, как это показывает рентгеновский анализ, с кварцем, находящимся в тонкодисперсной фазе (поскольку он не выявляется микроскопически) и диоктаэдрической слюдой.

В большинстве проб в том или ином количестве присутствует сульфат-ион; содержание серы сульфатной по пересчету на сернистый ангидрит превышает в некоторых пробах 5–6 %. Гипс в желваковых фосфоритах куонамской свиты нередко выявляется макроскопически; образуется он в результате окисления пирита в поверхностных условиях. В фосфатах кальция (осадочных апатитах), претерпевших катагенез, содержание сернистого ангидрита обычно не превышает первых десятых долей процента, хотя иногда достигает величины 1 % и более /9 и др./. Строго разделить полученный в анализе SO_3 на фосфатную и гипсовую составляющие практически невозможно, и в связи с этим мы пересчитали все его значения содержаний на гипс, несколько завысив, таким образом, количество последнего; для максимальных содержаний сернистого ангидрита эта ошибка не будет превышать 10–15 отн. %.

По приведенному пересчету химических анализов на минералогический состав содержание карбонатапатита в составе отдельных фосфоритовых конкреций куонамской свиты достигает 80 %, пирита – 34,5 %, органического углерода – 17,5–17,6 %, гипса – 9–10 %, доломита – несколько превышает 30 %. По содержанию указанных выше

минералов могут быть выделены следующие минералогические типы фосфоритов: апатитово-углеродистый (обр.К-113), апатитово-пиритовый (обр.К-44), апатитово-кремнеземистый (обр.К-14), апатитово-углеродисто-кремнеземистый (обр. К-21), апатитово-пиритово-кремнеземистый (обр. К-39), апатитово-силикатно-сульфидный (обр. К-86), апатитово-доломитово-углеродистый (обр. К-150), апатитово-углеродисто-силикатный (обр.К-124), апатитово-доломитово-гипсовый (обр. К-95), апатитово-кремнеземисто-доломитово-гипсовый (обр. К-71). Можно полагать, что реальное разнообразие минералогических типов фосфоритов, характеризуемых сочетанием указанных минералов, более широкое.

Кальцит в заметном количестве (до 7 %) присутствует лишь в обр. К-6, характеризующем нижний фосфоритоносный уровень; в количестве до 10 % в данном образце присутствует гипс и 8,9 % — кремнезем при 1,8 % глинозема, и эта порода может быть названа апатитово-кремнеземисто-гипсово-известковой.

Как видно из вышеизложенного, характер залегания, морфология и состав фосфоритовых желваков нижнего и верхнего уровня существенно различны. В первом случае желваки залегают в разрушенной породе, лишенной слоистости, тогда как во втором они точно соответствуют последней. Несмотря на мелкие размеры, фосфоритовые желваки нижнего уровня относительно изометричны, тогда как фосфориты второго уровня (кроме верхней его части) уплощены и размеры их (в плане в плоскости напластования вмещающих пород) в 10 и более раз могут превышать толщину. Состав желваков нижнего уровня фосфатно-известковый с примесью глауконита и лишь с небольшим присутствием доломита, тогда как в желваках верхнего уровня карбонатный материал имеет исключительно доломитовый состав, а глауконит в них вообще отсутствует. Цвет глинистого материала нижнего уровня зеленый или обохренный, тогда как аргиллиты верхнего фосфатоносного уровня, как правило, черные.

Эти различия в особенностях состава и условий залегания фосфоритов нижнего и верхнего уровня отражают, очевидно, различия в обстановках их формирования. Можно предположить, что до отложения фосфоритоносной аргиллитовой пачки куонамской свиты подстилающие их карбонатные породы подверглись воздействию процессов выветривания; трансгрессировавшее море имело активный гидродинамический режим и нормальную соленость, способствовавшую

жизнедеятельности макрофаунистических форм с известковой раковиной, образованию глауконита. Для обстановок верхнего уровня характерны, вероятно, более застойный режим, которому отвечает тонкая слоистость пород, более высокая соленость вод и существенно восстановительные условия диагенеза, с которыми связаны весьма высокие в некоторых случаях содержания пирита в составе фосфоритовых желваков, значительно превосходящие содержания фосфора в них.

Аргиллиты верхнего фосфоритоносного уровня, непосредственно вмещающие фосфоритовые желваки, по химическому составу содержат кремнезем, глинозем и органический углерод. Количество сульфидной серы не превышает первых процентов, CO_2 в большинстве проб не выявлен (табл.2). Рентгеновским анализом, проведенным Э.П.Солотчиной, в аргиллитах выявляется кварц, диоктаэдрическая слюда, развитая, по-видимому, в процессе катагенеза по гидрослюде /7/, небольшая примесь полевого шпата, хлорита, монтмориллонита. Обращает на себя внимание удивительно стабильное отношение кремнезема к глинозему, не выходящее за пределы 3,74—4,10 при существенных колебаниях абсолютных значений содержаний этих компонентов. В то же время в фосфоритовых желваках соотношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ во многих случаях значительно более высокое, достигающее 5—6, а в одной из проб — 12,2. В связи с этим можно полагать, что при формировании фосфоритовых желваков в диагенезе глинистая составляющая иловой воды вытеснялась из пространства, занимаемого осадочным апатитом, более легко, нежели более крупнозернистый кластогенный кварц, в значительной степени оставшийся на месте.

Содержание P_2O_5 в аргиллитах по полученным анализам (см. табл.2) колеблется в пределах от 0,06 до 0,37 % при среднем значении 0,16 %, что равно, а по отдельным пробам ниже кларкового, составляющего для сланцев именно 0,16% /13/. Это указывает на весьма высокую степень собирательной концентрации фосфора в желваках из иловых вод. То же можно сказать и про карбонатный материал, почти постоянно наблюдаемый в составе фосфоритовых желваков, где он достигает высоких содержаний и почти полностью отсутствует в составе вмещающих аргиллитов. В несколько меньшей степени это касается пирита, но и его содержание в составе фосфоритовых конкреций достигает в несколько раз больших величин, нежели в составе аргиллитов. С последним связано и более высокое в целом содержание в фосфоритовых желваках железа.

Таблица 2

Химический состав аргиллитов фосфоритоносной пачки
куонамской свиты, р. Молодо (%)

Компоненты	К-10	К-46	К-77	К-84	К-101	К-128	К-146
SiO ₂	56,8	52,5	46,5	42,7	52,6	47,7	38,5
TiO ₂	0,70	0,69	0,69	0,72	0,77	0,67	0,58
Al ₂ O ₃	14,1	12,8	11,9	10,8	13,7	12,3	10,3
Fe ₂ O ₃ общ	3,1	3,6	4,2	3,8	2,8	3,0	5,2
CaO	не обн.	1,27	1,27	0,42	0,42	2,13	4,68
MgO	1,55	1,45	1,41	1,01	1,38	1,34	1,25
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	1,00	0,14	0,14	0,15	0,11	0,12	0,98
K ₂ O	4,33	5,00	4,67	4,33	5,21	4,33	3,00
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,19	0,08	0,25	0,06	0,37
H ₂ O	0,90	1,07	1,10	2,30	1,37	1,37	2,91
H ₂ O ⁺	не опр.	6,07	8,92	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
S _{сульфид.}	0,64	1,02	1,26	1,56	0,87	1,35	3,40
CO ₂	не обн.	не обн.	0,22	не обн.	0,22	не обн.	не обн.
П.п.п.	16,57	15,12	17,33	32,06	20,63	25,44	28,13
Сумма I	99,76	100,87	99,59	99,94	100,12	99,82	99,31

Таким образом, формирование фосфоритовых желваков сопровождалось концентрацией в их составе практически всех компонентов, находящихся в иловой воде в растворенном состоянии; в равной степени это относится и к железу, находящемуся в восстановительной обстановке в растворимой двухвалентной форме. При этом уровень такой концентрации весьма высок, особенно для карбонатного материала, где он почти стопроцентный, и фосфата, коэффициент концентрации которого в желваках превышает сохранившееся во вмещающих породах его содержание более чем в 100 раз.

В настоящее время ряд авторов высказывает мнение о ведущей роли бактериальной деятельности в формировании желваковых фосфоритов /3,6,12/, как и морских фосфоритов в целом /8/. При этом роль бактерий двояка. В первую очередь она выражается в разложении отмершего органического материала, поступившего в иловые воды из более верхних зон. Применительно к куонамской свите эта

роль заключалась, по-видимому, в разложении планктона, органическая составляющая которого и явилась столь характерным компонентом фосфоритоносной пачки. Это бактериальное разложение первичного органического материала стало причиной повышенного содержания в иловой воде фосфора и других компонентов, освобожденных из органического вещества. Обилие питательных компонентов в составе иловых вод стимулировало здесь органическую жизнь второго порядка — скорее всего, также бактериальную, возникающую в местах повышенной концентрации питательных веществ, а также разлагающейся макрофауны; последнее наблюдается в молодых (мезозойских) фосфоритах, ядра желваков которых часто содержат остатки такой макрофауны. Именно образование и развитие таких вторичных бактериальных сообществ (колоний) приводило к концентрации и последующей минерализации здесь растворенных в иловых водах ионов различного состава, необходимых для питания организмов, слагающих эти сообщества. Очевидно, развитие таких сообществ продолжалось до того времени, пока источник питательных веществ для их существования (в первую очередь фосфора, но также, очевидно, и кальция, магния) не иссякал. При последующем разложении органического вещества таких сообществ создавалась резко восстановительная среда, провоцирующая формирование пирита. Образование гипса, нередко входящего в состав конкреций, происходило, очевидно, уже в стадию окисления пирита в поверхностных условиях.

* *

*

1. В составе фосфоритоносной пачки в основании куонамской свиты нижнего-среднего кембрия восточной окраины Сибирской платформы на р. Молодо выделяется два фосфатоносных уровня — нижний мощностью 0,10 м и верхний мощностью 0,75–0,85 м, который может иметь практическое значение. Приводимые в печати существенно более высокие значения мощности фосфоритоносной пачки на р. Молодо следует считать завышенными.

2. Устанавливаются различия в составе фосфоритовых желваков нижнего и верхнего уровней, позволяющие считать, что верхняя фосфоритоносная пачка формировалась в существенно более стабиль-

ных гидродинамических условиях при повышенной солености вод по сравнению с нижней.

3. Выявляется относительно высокая степень катагенетического преобразования пород куонамской свиты, с чем связан низкокарибонатный состав апатитового вещества входящих в ее состав фосфоритов.

4. Устанавливается весьма высокий уровень концентрации в составе фосфоритовых желваков минеральных компонентов, находящихся в иловых водах в растворенном состоянии. Предполагается ведущая роль бактериальной деятельности в этом процессе.

Литература

1. Бахтуров С.Ф., Переладов В.С. Горизонт желваковых фосфоритов в основании ленского яруса востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 1. С.33-39.

2. Вассоевич Н.Б. Стадии литогенеза // Справочник по литологии. М., 1983. С.85-96.

3. Занин Ю.Н., Горленко В.М., Миртов Ю.В. и др. Бактериоморфные образования в желваковых и зернистых фосфоритах // Геология и геофизика. 1987. № 2. С.42-49.

4. Занин Ю.Н., Кривошуккая Л.М. Преобразование апатитового вещества фосфоритов при катагенезе // Докл. АН СССР. 1976. Т.230, № 6. С.1414-1416.

5. Занин Ю.Н., Кривошуккая Л.М., Вахромеев А.М. и др. Преобразования состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в процессе катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979. С.37-45.

6. Зверев К.В. Микроонколиты из верхнемеловых конкреционных фосфоритов р.Танама (северо-запад Сибирской платформы) // Проблемы образования осадочных формаций. Новосибирск, 1987. С.37-40.

7. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971. С.71-95.

8. Лука Ж., Прево Ж. Синтез апатита. К вопросу модели генезиса осадочных фосфоритов // 27-й Международный - геологический

конгресс. Неметаллические полезные ископаемые: Докл. Т.15. М., 1984. С.59-68.

9. Ховард П.Ф., Хаф Дж.М. О геохимии и происхождении фосфоритовых месторождений Ди-Три, Уонорах и Шеррин-Крик бассейна Джорджина на севере Австралии // Геология месторождений фосфоритов. М., 1983. С.180-222.

10. Gulbrandsen R.A. Relation of carbon dioxide of apatite of the Phosphoria Formation to the regional facies // U.S.Geol. Survey Prof. Paper, 1970, 700-B. P.9-13.

11. McConnell D. Apatite, its crystal chemistry, mineralogy, utilization and biologic occurrences. Wien-N. Y.; Springer Verlag, 1973. 111 p.

12. O'Brien G.W., Harris J.R., Milnes A.R., Veeh H.H. Bacterial origin of East Australian continental marginal phosphorites // Nature. 1981. Vol.294, N 5840. P.442-444.

13. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol.72, N 2. P.175-192.

И.В.Писарев

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СВИТЫ СУХОГО ХРЕБТА В РАЙОНЕ ГОРЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Стратиграфическое положение в общем разрезе рифейских отложений заангарской части Енисейского кряжа свит токминской и Сухого хребта до сих пор вызывает разногласия среди исследователей этого региона. В то же время установление их положения — важная задача для дальнейших поисков стратиформных месторождений свинца и цинка, крупнейшее из которых — Горевское расположено в сланцево-карбонатной толще токминской свиты.

Свита Сухого хребта впервые выделена А.К.Мейстером в 1910г. /Ю/. С этого времени можно условно выделить две точки зрения на ее стратиграфическое положение. Первая основывается на ее "древнем" возрасте. Поместив сухохребтинскую свиту в верхнюю

часть выделенного им нижеизвестнякового отдела и руководствуясь низкой степенью метаморфизма пород, А.К.Мейстер оговаривал при этом, что слабометаморфизованные отложения могут быть разновозрастны с филлитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами, выделенными в нижнюю часть отдела. Позднее Ю.А.Кузнецов /8/ объединил свиту филлитов и свиту Сухого хребта А.К.Мейстера в муромно-татарский комплекс, залегающий ниже удерейских сланцев, хотя и не исключал возможности включения в данную группу разновозрастных образований. Так, он указывал, что напрашивается выделение свиты Сухого хребта в самостоятельную формацию, резко отличающуюся фациально от других существенно филлитовых толщ. Однако несмотря на отсутствие в ней диабазов, образующих пластовые интрузии в свите филлитов, что позволяло думать о перерыве между ними, и несколько иной петрографический облик кварцитов и слюдяных сланцев в районе Кондаковского рудника по сравнению с филлитами и кварцитами р.Ангара, он объединил их в один комплекс. Позднее подобной точки зрения придерживались А.И.Владимиров /2/, параллелизовавший свиту Сухого хребта с нижней частью горбилочской свиты, и В.Г.Петров /II/, который считает ее возраст ниже-рифейским? (допенчгенгинским).

Вторая точка зрения о более молодом возрасте свиты развивается с началом интенсивного геологического изучения Енисейского края в конце 40–50-х годов и до настоящего времени. Так, стратиграфические построения Ю.А.Кузнецова были взяты под сомнение Г.И.Кириченко /4–6/, который на основании литологического сходства включил свиту Сухого хребта в нижнюю часть погоруйской. Подобным же образом к решению стратиграфии свиты подошли А.В.Лесгафт /9/ и Л.Г.Саванович в 1970 г., включившие ее в состав киргитейской свиты. Позднее место свиты в общем разрезе определялось точкой зрения исследователя на стратиграфическое положение токминской свиты. Так, еще в 1958 г. Е.Д.Покровский пришел к выводу, что на токминских известняках залегает кварцито-сланцевая толща свиты Сухого хребта. М.А.Семихатов /12/ сопоставляет токминскую свиту со свитой Серого ключа восточных районов, а сухохребтинскую с дадыктинской. Той же точки зрения придерживается и В.Н.Кристин /7/, сопоставляя кварцитовидные песчаники Сухого хребта с нижедадыктинской подсвитой, а вскрытые в ядерной части Погромнинской синклинали при картировочном бурении в 1962 г. кар-

богатые породы, перекрывающие свиту Сухого хребта, с мощными карбонатными линзами в составе верхнедадыктинской подсвиты. Однако данные построения встречали и возражения. Так, Г.И.Кириченко /3/, В.А.Лоот в 1955 г., Ю.А.Озерский в 1956 г. сопоставляли токминские известняки с нижнеангарской и дашкинской свитами Ангаро-Питского синклинория. Позднее А.Е.Березий в 1973 г., занимавшийся геологическим строением междуречья Сухой Пит – Меркуриха – Рудиковка, хоть и сопоставляет токминскую свиту со свитой Серого ключа восточных разрезов, однако неоднократно подчеркивает сходство этих отложений с дашкинской свитой, а свиту Сухого хребта выводит на уровень чингасанской серии севера Енисейского кряжа. Эти построения малоубедительны, так как фактический материал, полученный при изучении разрезов по рекам Ангаре, Бол.Питу и в дорожных карьерах трассы Енисейск-Брянка, свидетельствуют о согласном залегании и постепенных переходах между свитами шунтарской, токминской и Сухого хребта.

Литературных данных о составе и строении свиты Сухого хребта очень мало. Наиболее известны ее описания в пределах Ангаро-Питского синклинория. Так, по Г.И.Кириченко /3/ дадыктинская свита в разрезах по Ангаре и приустьевой части р.Каменки распадается на две подсвиты:

Нижняя представлена глинистыми сланцами темно-серого и серого цвета с зеленоватым оттенком. Сланцам подчинены линзы, прослои, а местами пачки алевролитов и кварцевых песчаников; мощность подсвиты около 300 м.

Верхняя подсвита сложена светлыми, буровато-серыми водорослевыми доломитами. Водоросли представлены формами *collenia*. Мощность верхней подсвиты около 100 м. Общая мощность свиты около 400 м. Сходный разрез свиты дается М.А.Семихатовым /12/. В бассейне р.Каменки в 4,5 км выше устья р.Удереи вскрываются (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые, в нижней части зеленовато-серые, плосчатые, выше черные, с тонкими (от долей до 3–5 см) линзами и прослоями серых алевролитов и глинисто-алевритистых сланцев. Мощность 200–220 м.

2. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, сахаровидные, массивные или толстослоистые с пластами строматолитовых разностей. Мощность 200–250 м.

3. Сланцы глинистые, темно-серые, с пластами до I м кварцитовидных песчаников и алевролитов. Мощность 70–80 м.

4. Известняки серые, доломитизированные, толстослоистые. Мощность 50–70 м.

Общая мощность дадыктинской свиты 550–600 м, на нее налегают кварциты и сланцы нижеангарской свиты.

Однако Б.В.Шибистов /13/, сопоставляя разрезы киргитейской свиты восточных районов Енисейского края, установил, что по мере продвижения на север и северо-запад от Ангары и устьевой части р.Каменки происходит полное или почти полное замещение карбонатных отложений терригенными.

В пределах Каитъбинского синклинория данных о составе свиты Сухого хребта еще меньше. Основные сведения о ее строении можно получить по данным геологических съемок, проводившихся Л.Г.Саво-новичем в 1970 г., В.В.Терещенко в 1977 г., А.К.Березий в 1973г., Е.Д.Молчановым в 1967 г. Так, Е.Д.Молчанов дает следующий разрез свиты в районе кл.Теплый.

1. Неслоистые зеленовато-серые или зеленые кварцево-серицитохлоритовые сланцы. Мощность видимой части 250–300 м.

2. Неслоистые черные кварцево-серицитовые сланцы. Мощность видимой части ~ 300 м.

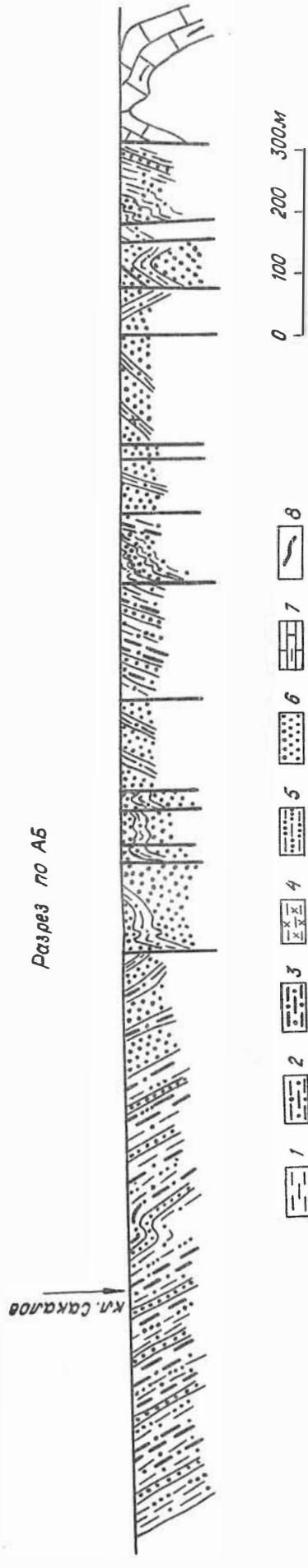
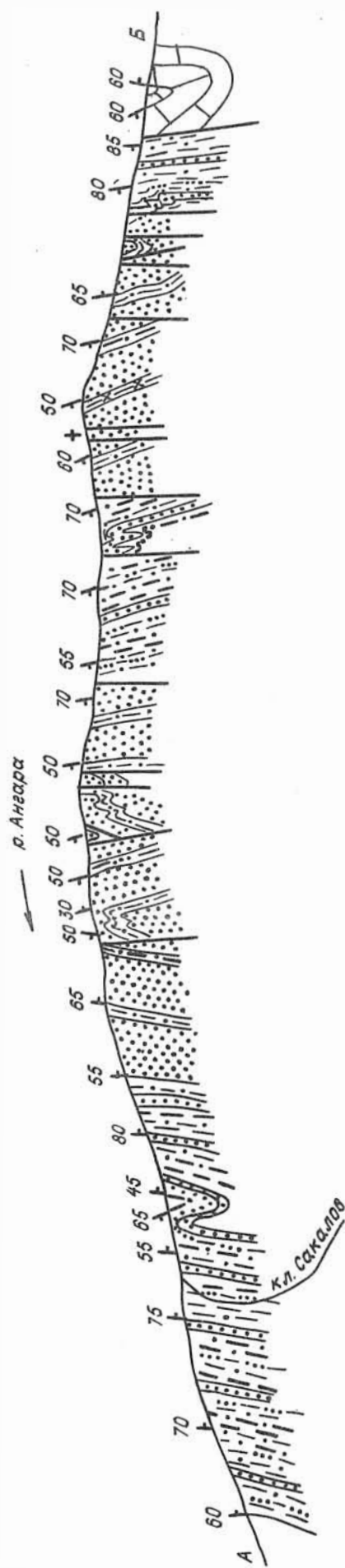
3. Переслаивание кварцитовидных песчаников, алевролитов и кварцитов с черными кварцево-серицитовыми сланцами. Мощность принята до 400 м. По данным Д.К.Балицкого, В.Н.Пилипенко, В.В.Терещенко /1/, в разрезах свиты в пределах Каитъбинского синклинория преобладают сланцы и песчаники существенно кварцевого состава. Вулканогенные породы развиты локально. Так, в бассейне верхнего течения р.Сухой Пит нижние 600 м свиты сложены главным образом углеродистыми сланцами, среди которых присутствует большое количество пластовых тел (1–5 м) диабазов и базальтовых порфири-тов; отмечаются туфы основного состава. Количество вулканогенных пород (их роль снижается в восточном направлении) достигает 22 % мощности разреза. Верхняя часть (около 350 м) сложена преимущественно кварцитами; углеродистые и хлоритоидные сланцы редки. Сходный разрез свиты наблюдался нами в дорожных выемках трассы Енисейск–Брянка между кл.Теплый и р.Широкая. По данным тех же авторов в междуречье Петрищевой и Погромной углеродистая туфогенно-терригенная толща сухохребтинской свиты характеризуется не-

равномерным чередованием горизонтов мощностью до 20–75 м глинистых (45 %), углеродистых (13 %) сланцев, кварцевых песчаников, алевролитов (28 %). В верхней части разреза встречаются основные эффузивы и туфы (6 %). Акцессорные члены – известняки (5 %), известково-глинистые сланцы (2 %), кварцевые гравелиты (1 %). Мощность 1200–1500 м. Таким образом, можно говорить о том, что главные черты строения свиты: алевроитоглинистые сланцы, часто углеродистые в основании свиты, и появление пластов и мощных пачек кварцевых алевролитов и песчаников кварцитовидных в ее верхней части совпадают как на восточной, так и на западной территориях кряжа. Отличием является присутствие доломитовой пачки в пределах Ангаро-Питского синклинория и большое количество пластовых тел диабазов и базальтовых порфиритов, а также их туфов в некоторых разрезах Каитыбинского синклинория.

Анализ данных о распространении свиты в пределах кряжа показывает, что отложения свиты Сухого хребта (дадыктинской) приурочены к наиболее прогнутым структурам, так, ее выходы известны в пределах Ангаро-Питского синклинория, где они согласно перекрываются отложениями нижеангарской и дашкинской свит, а в пределах Каитыбинского синклинория ими выполнены ядерные части Сухохребтинской синклинали и Погромнинской и Кулоковской тектонических котловин, относящихся к Приангарской зоне опусканий. На остальной территории отложения свиты, очевидно, были денудированы.

В пределах Горевского месторождения обнажения свиты Сухого хребта вскрываются на левом берегу Ангары у устья кл.Сакалов, а также на о-ве Погромном.

Проведенное крупномасштабное картирование обнажений на левом берегу Ангары позволило выяснить структурное положение отложений свиты Сухого хребта, терригенно-сланцевыми породами которой выполнена ядерная часть синклинальной складки (см. рисунок). На ее западном крыле при моноклинальном падении в восточных румбах вскрывается практически непрерывный разрез сухохребтинской свиты от зеленовато-серых алевроитоглинистых сланцев до серых кварцевых алевролитов и песчаников кварцитовидных. Ядерная часть синклинальной складки выполнена кварцитами. Восточное крыло при общем падении в западных румбах осложнено серией разрывных нарушений типа сбросов, по которым, очевидно, происходило



Свита	Индекс пачки	Литологическая колонка	Мощность, м
Токминская R ₃ tk	sh ₁		~ 100
Сухого хребта R ₃ sh	sh ₂		445
			~ 200

Схематическая литолого-геологическая карта и разрез обнажения свиты Сухого хребта у кл. Сакалов:

1 - глинистые сланцы, 2 - алевритоглинистые сланцы, 3 - алевритоглинистые углеродистые сланцы, 4 - хлоритовидные сланцы, 5 - кварцевые алевриты, 6 - кварцевые алевриты и песчаники кварцитовидные, 7 - известняки токинские, 8 - тектонические нарушения.

опускание дна Погромнинской котловины и накопление в ней палеозой-кайнозойского комплекса осадков. Амплитуды перемещений по сместителям составляют, по-видимому, первые сотни метров, так как в соприкосновение входят пакки кварцитов и зеленовато-серых сланцев. В результате разрывной тектоники восточное крыло складки представлено рядом повторов тех же комплексов пород, которые моноклинально залегают на ее западном крыле.

Горевское цинково-свинцовое месторождение расположено в подсе сочленения Алешкинской антиклинали и Погромнинской синклинали, осложненной мелкой складчатостью и разломами различных направлений. Долиной р. Ангары здесь вскрывается непрерывный разрез отложений от сосновской до сухохребтинской свиты при общем падении в восточных румбах. Таким образом, хотя западный контакт свиты Сухого хребта и перекрыт мощной толщей четвертичных отложений в приустьевой части р. Картицы, однако общий структурный план и выдержанные элементы залегания позволяют говорить о согласном залегании ее на породах токминской свиты. Восточный контакт, по-видимому, проходит по тектоническому нарушению.

В разрезе свиты Сухого хребта в районе кл. Сакалов уверенно выделяются следующие пакки (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые глинистые, алевроитоглинистые сланцы в верхней части пакки с прослоями (до 20 см) алевроитоглинистых углеродистых сланцев серых, темно-серых с послойным (сингенетичным?) выделением пирита, на поверхности выветривания зеленоватые, рыжие. Подчиненным распространением среди пород пакки пользуются глинистые алевролиты и кварцевые мелкозернистые песчаники кварцитовидные (мощностью 10-20 см через 20-30 м), зеленовато-серые. Породы пакки слоистые, неяснослоистые, слоистость параллельная горизонтальной, от тонко- до среднеслоистой, в песчаниках до массивной. Слоистость обусловлена различным содержанием глинистого, алевроитового, а в верхней части пакки и углеродистого вещества. Для пакки в целом характерно минимальное содержание углеродистого вещества. Видимая мощность 115 м.

2. Филлитизированные углеродисто-глинистые, алевроитоглинистые углеродистые сланцы с прослоями кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников кварцитовидных. Породы пакки серые, темно-серые до черных, на поверхности выветривания ржаватые до бурых за счет окисления пирита, слоистые, неяснослоистые. Слоис-

тость параллельная горизонтальная, реже линзовидная от тонко- до среднеслоистой, обусловлена различным содержанием углеродистого и алевритового вещества. Постоянно присутствует пирит (порфиро-области до 2 мм и рассеянная вкрапленность 0,1 мм), причем более темноокрашенные разности пород больше обогащены пиритом (до 3-5 %). Количество углеродистого вещества уменьшается от подошвы к кровле пачки, в том же направлении увеличивается роль кварцито-видных алевролитов и песчаников. Мощность - 445 м.

3. Кварцевые алевролиты и средне-мелкозернистые песчаники кварцитовидные (кварциты) серые, темно-серые, в средней части пачки с прослоями (до 0,5 м) светло-серых известковистых песчаников. Подчиненно распространены среди пород пачки фимлитизированные углеродисто-глинистые и алевритоглинистые сланцы, серые, темно-серые с обильной вкрапленностью пирита. Породы пачки слоистые, неяснослоистые до массивных (в кварцитах). Слоистость параллельная горизонтальная, реже линзовидная, единичные проявления косой слоистости. Слоистость обусловлена различным содержанием углеродистого, глинистого вещества и кварца алевритовой размерности. Мощность отдельных сланцевых прослоев варьирует от 0,05 до 1 м против 0,3-3 м кварцевых алевролитов и песчаников. Общее содержание сланцевых прослоев составляет от 20 до 30 %. Для пачки характерна рассеянная вкрапленность и порфирообласти пирита, а также выделения пирротина до 2 мм. Спорадически встречается хлоритовид (до 3 %) - кристаллы и двойники размером до 2 мм. Видимая мощность пачки на западном крыле составляет ~ 200 м.

Общая мощность отложений свиты Сухого хребта, обнаженных в районе кл. Сакалов, составляет 760 м.

Оценивая полноту разреза, можно предположить незначительное увеличение его мощности за счет нескрытой переходной пачки от токминской к сухохребтинской свите. Что же касается мощности третьей пачки, то, по-видимому, следует, с учетом данных других авторов (см. выше), ограничиться цифрой порядка 300-400 м. Таким образом, общую мощность свиты Сухого хребта в районе нижнего течения Ангары можно оценить в 1000-1200 м.

При микроскопическом изучении пород свиты были выделены следующие основные виды пород: кварцевые средне-мелкозернистые песчаники кварцитовидные (кварциты), кварцевые крупно-среднезернистые алевролиты и кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые углеродистые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы. Все породы испытали довольно значительные вторичные преобразования в зеленосланцевой фации метаморфизма, которые выражаются в развитии конформных, инкорпорационных, регенерационных структур, коррозии кварцевых зерен. Первичный цемент, по-видимому, глинистый, с примесью биогенного материала, раскристаллизован до хлорита, серицита, углеродистого вещества и реже до яснозернистых карбонатов. Широкое развитие хлорита в нижней пачке сухохребтинской свиты позволяет предположить, что он является продуктом замещения пирокластики пелитовой размерности, поскольку в р. Сухой Пит именно к основанию свиты приурочены мощные пачки и пласты лав и эффузивов основного состава /I/.

Данные микроскопического изучения позволили уточнить полевое определение пород. Так, количество кварцевых алевролитов оказалось намного больше, чем при макроскопическом изучении, и они преобладают в разрезе свиты.

Кварцевые средне-мелкозернистые песчаники кварцитовидные (кварциты) характеризуются довольно однообразным составом и состоят из кварца (85-98 %) и незначительной примеси серицита (0-5 %), хлорита (0-7 %), углеродистого вещества (0-3 %), пирита (до 2 %), карбонатов (0-15 %) и редко турмалина и циркона. Кварцевые средне-мелкозернистые песчаники постоянно имеют примесь крупно-среднеалевролитового кварца до 20-30 %, сортировка обломочных зерен от средней до плохой. Кварцевые зерна, как правило, удлиненной формы, хотя встречаются и близкие к изометричным. Контакты зерен конформные, инкорпорационные, зерна частично корродированы, отмечаются регенерационные каемки. Характерной особенностью является вторичное увеличение размеров кварцевых зерен вокруг порфиробластов пирита, здесь же появляется шестоватый кварц (длиной до 0,15 мм). Первичный цемент песчаников глинистый, карбонатно-глинистый, по соотношению с обломками - пленочный, заполнения пор, сгустковый. В результате воздействия мета-

морфизма он раскристаллизован до углерод-хлорит-серицитового, а в известковистых кварцитах до углерод-серицит-карбонатного цемента, содержание которого колеблется от 1 до 15 %. Хлорит и серицит тонкочешуйчатые, листочки их расположены параллельно, что при значительном их содержании обуславливает лепидогранобластовую структуру породы. Хлорит, в отличие от серицита, чаще встречается в виде порфиробластов и сегрегаций размером до 2 мм. Карбонаты представлены кальцитом и минералами ряда доломит-анкерит, их содержание варьирует от 1 до 15 % в прослоях мощностью в первые миллиметры и имеют размеры 0,1-0,15 мм. В единичных шлифах встречены новообразованные "скелетные" кристаллы хлоритоида (до 1 %), содержащие внутри себя массу обломочных кварцевых зерен. В качестве акцессорных минералов кварцитов присутствуют хорошо окатанные зерна циркона (0,05-0,1 мм), турмалина (0,05-0,15 мм); причем в некоторых микрослойках толщиной до 0,5 мм содержание каждого из них может достигать около 1 %. Рудные минералы представлены рассеянной вкрапленностью и отдельными порфиробластами пирита (до 2 %).

Кварцевые крупно-среднезернистые алевролиты состоят из кварца (50-95 %), хлорита (1-20 %), серицита (2-30 %), углеродистого вещества (от 2 до 20-30 %), пирита (0-5 %), редко турмалина, циркона и сфена. В отличие от песчаников обломочные кварцевые зерна крупно-среднеалевритовой размерности отличаются меньшей корродированностью и, как правило, хорошей сортировкой. Форма кварцевых зерен - удлиненная, хотя встречаются зерна близкие к изометричным. Контакты их обычно конформные. Цемент алевролитов углеродисто-хлорит-серицитовый, а в первой пачке серицит-хлоритовый, распространен неравномерно, обогащая отдельные прослои до 60 %, иногда же содержания его очень скудные, благодаря чему порода становится кварцитовидной. Соотношение его составляющих также непостоянно. Углеродистое вещество тонкодисперсное (размеры 0,01 мм), приурочено к границам кварцевых зерен и слюдистых минералов, сгустковые выделения его (до 0,08 мм) образуют обособленные прослои мощностью до 0,3 мм или обогащают породу в целом. Хлорит и серицит тонкочешуйчатые (0,05-0,1 мм), а выделения в виде порфиробластов и сегрегаций (размером до 0,5 мм) более характерны для хлорита. Субпараллельное расположение слюдистых минералов, при их значительном количестве, определяет лепидограно-

бластовую структуру породы. В качестве аксессуарных минералов в алевролитах встречаются обломки кристаллов турмалина (размером 0,03–0,12 мм), реже зерна циркона ($\sim 0,05$ мм) и сфена (0,03–0,1 мм), причем в наиболее углеродистых разностях содержание последнего близко к 1 % (в отдельных слоях мощностью 0,1–2 мм). Из рудных минералов для алевролитов характерна как рассеянная вкрапленность (размером 0,5–1 мм) пирита (от 0 до 2 %), так и обогащение до 5–7 % им отдельных слоев мощностью до 1 см.

Кварц-углеродисто-хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые углеродистые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы состоят из кварца, хлорита, серицита, углеродистого вещества, редко турмалина и сфена. Соотношение слагающих минералов различное и существует множество переходных разностей как между описываемыми типами, так и к кварцевым средне-мелкозернистым алевролитам. Территенные зерна кварца крупно-среднеалевритовой размерности, как правило, удлиненной формы, частично корродированы. Обычно обломочный кварц распределен равномерно, хотя встречаются и обособленные линзочки размером до 2 мм. Углеродистое вещество (1–10%) тонкодисперсное, приурочено к границам зерен. Ступковые выделения его (размерами 0,03–0,05 мм) тяготеют к плоскостям сланцеватости и отдельным прослоям мощностью 0,02–0,1 мм. Хлорит и серицит тонкочешуйчатые (0,05–0,1 мм), в различных прослоях количество хлорита может колебаться от 5 до 40 %. Отдельные порфиروбласти и сегрегации хлорита и мусковита (размером 0,1–0,5 мм) развиваются в виде оторочек вокруг порфиробластов пирита и по трещинкам совместно с кристаллическим кварцем. Наблюдаются реакционные взаимоотношения хлорита и биотита с замещением первого вторым (биотита – первые проценты). Аксессуарные минералы представлены турмалином (размером 0,05–0,1 мм), единичными зернами циркона ($\sim 0,05$ мм) и сфеном (около 0,03 мм). Из рудных минералов присутствует пирит в виде рассеянной вкрапленности (размером 0,03–0,1 мм) и порфиробластов (до 2 мм), иногда образуя отдельные прерывистые прослои (сингенетичные?) мощностью 0,02–0,05 мм в наиболее углеродистых разностях. В качестве редких представителей в сланцах отмечаются призматические кристаллы и двойники хлоритоида (до 2 %) размером до 2 мм, которые часто ориентированы поперек слоистости.

1. Разрез сухохребтинской свиты на западном крыле Погромнинской синклинали не имеет аналогов по полноте и вскрытой мощности среди обнажений свиты по Ангаре в районе ниже р. Бол. Мурожная и у о-ва Плеханов. Как видно из рассмотренного выше материала, в районе кл. Сакалов вскрывается практически полный непрерывный разрез свиты Сухого хребта в ангарских разрезах западной части Енисейского края.

2. В результате проведенных работ выявлена стратиграфическая последовательность отложений свиты Сухого хребта (снизу вверх):

- зеленовато-серые глинистые, алевроитоглинистые сланцы с редкими прослоями зеленовато-серых глинистых алевролитов и кварцевых мелко-среднезернистых песчаников;

- филлитизированные углеродисто-глинистые, алевроитоглинистые углеродистые сланцы с прослоями кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников кварцитовидных (серые, темно-серые);

- серые, темно-серые кварцевые алевролиты и средне-мелкозернистые песчаники кварцитовидные с прослоями филлитизированных углеродисто-глинистых и алевроитоглинистых сланцев.

Литература

1. Балпдий Д.К., Филипенко В.Н., Терещенко В.В. Литолого-геохимическая характеристика рудовмещающих отложений сухопитской и тунгусикской серий рифея западной части Енисейского края // Полиметаллическое оруденение Енисейского края. Красноярск, 1976. С.5-12.

2. Владимиров А.И. К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений Енисейского края // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961. С.87-90.

3. Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы // Материалы по геологии Сибирской платформы. М., 1955. С.5-26.

4. Кириченко Г.И. Стратиграфия докембрия западной и южной

окраин Сибирской платформы (Енисейский край, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна) // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. М.; Л., 1958. С.83-92.

5. Кириченко Г.И. Поздне- и послегеосинклинальные прогибы Енисейского края и смежных областей байкалид // Сов. геология. 1965. № 7. С.18-35.

6. Кириченко Г.И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Л., 1967. С.3-48.

7. Кристин В.Н. Структурно-фациальное районирование и стратиграфическое расчленение тунгусикских отложений Енисейского края // Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975. С.34-41.

8. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Новосибирск: Наука, 1988. С.101-121.

9. Лесгафт А.В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского края // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г.: Докл. по стратигр. докембр. отложений. М.; Л., 1958. С.112-116.

10. Мейстер А.К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского горного округа // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып. IX. СПб. 1910. 670 с.

11. Петров В.Г. Докембрий западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.

12. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 240 с.

13. Шибистов Б.В. К вопросу о выделении свит Серого ключа и дадыктинской в докембрии Енисейского края // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 2. Красноярск, 1961. С.79-85.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
РИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАССОХИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(Енисейский край)

Литологические исследования рудовмещающих отложений Рассохинского рудного поля производились главным образом на колчеданном свинцово-цинковом месторождении Линейное. Оно расположено в южном крыле Сухопитской горст-антиклинали, ограниченной субширотным Рассохинским разломом, вблизи пересечения его с Приангарской тектономагматической зоной /3,5/. В пределах месторождения по литологическому составу довольно уверенно выделяется три толщи: карбонатная, углеродисто-сланцевая и алевроитосланцевая. Эти толщи по преобладанию в них тех или иных литотипов можно подразделить на более мелкие пачки. Плохая обнаженность и сложное геологическое строение района порождает неоднозначность трактовки последовательности и стратиграфического положения развитых здесь терригенных и карбонатных образований. Так, в процессе геологосъемочных работ А.К.Березий и др. (1973)^{*} считали, что структура Линейного месторождения представляет собой синклинальную складку с опрокинутым северным крылом. Самыми древними образованиями считались алевроитоглинистые сланцы, а в ядерной части синклинали залегали карбонатные и углеродисто-сланцевые отложения токминской свиты. При разведке месторождения С.В.Горбунов и др. (1975)^{*} полагали, что развитые здесь отложения находятся в нормальном моноклинальном залегании и наиболее древней является карбонатная толща, относимая ими к токминской свите, а глинистые и глинисто-алевритовые отложения согласно залегают на токминских карбонатах и являются наиболее молодыми. Г.Н.Бровков и др. /5/ переинтерпретировали результаты предыдущих исследователей и установили, что карбонатные и углеродисто-сланцевые отложения залегают в нормальной стратиграфической последовательности и соответствуют джурской и шунтарской свитам, а глинисто-алевритовые сланцы относятся к красногорской свите и надвинуты на более молодые отложения по одному из сместителей Рассохинского разлома. Близкой точки зрения придерживаются и авторы настоящей статьи. Однако с

* Фонды ИГО "Красноярскгеология".

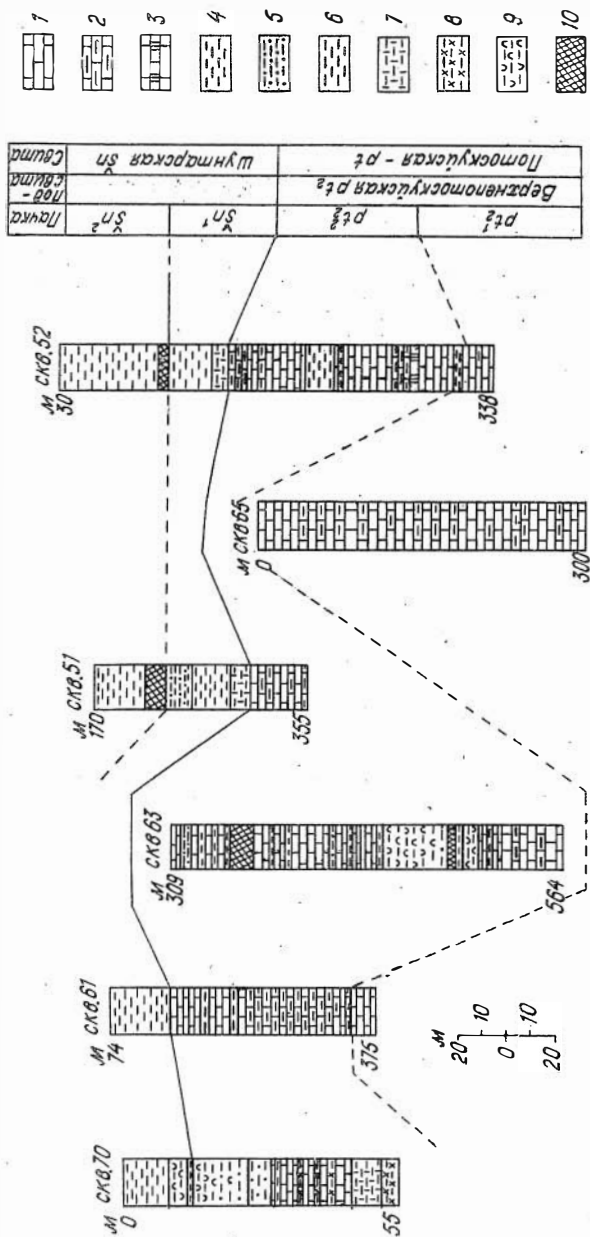


Рис.1. Схема сопоставления разрезов тунгусской серии, вскрытых скважинами на месторождении Линейном:

1 - известняки; 2 - глинистые, углеродистые известняки; 3 - карбонатно-кремнистые породы с родохрозитом; 4-8 - сланцы: 4 - глинистые, 5 - алевроитоглинистые, 6 - глинисто-углеродистые, 7 - известково-глинистые, 8 - хлоритовидные; 9 - туфогенные породы; 10 - колчеданные руды. Цифры слева от колонок показывают интервалы вскрытия скважинами отложений тунгусской серии.

учетом результатов исследований и данных по Морянихо-Меркурихинскому рудному полю /4/, сопоставление выделенных толщ на месторождении Линейном с общей стратиграфической шкалой представляется несколько иным. Алевритоглинистые сланцы, развитые на северном фланге месторождения, сопоставляются нами с тисской свитой. Карбонатные отложения, подстилающие углеродистые сланцы шунтарской свиты, по-видимому, являются аналогами верхнепотоскуйской подсвиты, которая в пределах месторождения испытывает значительные фациальные изменения. Характерной особенностью верхнепотоскуйской подсвиты Рассохинского и Морянихо-Меркурихинского рудных полей является также присутствие в ее верхней части прослоев хлоритоидных сланцев. Схема расчленения и корреляции карбонатных и карбонатно-глинистых отложений тунгусикской серии в пределах месторождения показана на рис. I. Учитывая развернувшиеся в последние годы интенсивные поиски стратиформных месторождений полиметаллических руд на территории Енисейского края, изучение литологии и обстановок осадконакопления рудовмещающих толщ приобретает особенно важное значение.

Литологическая характеристика рифейских отложений месторождения Линейного

Как уже отмечалось, алевритовые и алевритоглинистые сланцы тисской свиты развиты на северном фланге месторождения и залегают на отложениях шунтарской свиты по тектоническому нарушению. Эта терригенная толща представляет собой тонкое переслаивание (от долей до первых миллиметров, реже сантиметров) кварцевых алевролитов, алевритоглинистых и глинистых сланцев, приобретающих при выветривании пеструю окраску (серого, темно-серого, светло-серого, вишневого, коричневатого цветов). Слоистость в сланцах тонкая горизонтальная и линзовидно-прерывистая. Часто отмечается пloyчатая текстура с мелкими складочками с размахом крыльев от 1 до 7 см и амплитудой до 3 см. Наиболее широко пloyчатость развита непосредственно у тектонической зоны. Здесь же часто отмечаются различного рода нарушения слоистости пород — милонитизация, будинаж, развальцевание.

Главными породообразующими минералами в алевритовых сланцах

тисской свиты являются: кварц, серицит, гидрослюда, хлорит и значительно реже доломит. Прослойки алевролитов сложены главным образом кварцем мелко- и среднеалевроитовой размерности. Обломки представлены угловатыми, слабоокатанными и округлыми зернами и обычно слабо сортированы. Цемент в алевролитах поровый и пленочный гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый. Иногда алевритовые прослои обогащены доломитом, содержание которого в сконцентрированных прослойках может достигать 30-40 %. Среди аксессуарных минералов часто отмечаются турмалин, плеохроирующий в зеленоватых и коричневатых тонах, мелкие кристаллики циркона (0,03-0,05 мм) и реже рутил. Из рудных минералов - ильменит, лейкоксен и рассеянная вкрапленность пирита. Структура алевролитов blastoalevritовая и granolepidoblastовая. Кроме терригенного кварца в породах этой пачки отмечаются также различные гнезда, прожилки и линзочки аутигенного кварца с гранобластовой структурой.

Прослойки алевритоглинистых и глинистых сланцев в тисской свите кварц-гидрослюдистого и серицит-гидрослюдистого состава, с микролеpidобластовой структурой. Нередко такие прослойки обогащены хлоритом и хлоритоидом. Хлорит обычно входит в состав основной ткани породы, а хлоритоид в виде мелких кристаллов или сростков равномерно рассеян в породе. Часто эти прослои содержат зерна ильменита, лейкоксена и вкрапленность пирита. Для прослоев серицит-гидрослюдистого состава характерна микроплочатость. Вскрытая мощность глинисто-алевроитовых сланцев тисской свиты около 400 м.

В основании рудовмещающих отложений в пределах месторождения Линейного залегает карбонатная толща, относимая нами к Верхнепотоскуйской подсвите. По литологическому составу ее можно подразделить на две пачки: нижнюю - карбонатную и верхнюю - терригенно-карбонатную (см. рис. I).

Нижняя карбонатная пачка (pt_2^1) сложена главным образом серыми и темно-серыми слоистыми и неяснослоистыми глинистыми известняками, доломитистыми известняками и реже доломитами известковистыми. Отмечаются также прослои небольшой мощности (первые сантиметры) карбонатно-глинистых сланцев. Известняки пачки крипто- и микрозернистые, прослоями и участками раскристаллизованы до мелко-, средне-, крупнокристаллических разностей. Обычно породы алевритистые, кварцевые зерна равномерно рассеяны в виде

примеси, достигающей 10-20 %, иногда больше. Кварц присутствует также в различных гнездах, линзочках и прожилках кварц-кальцит-пиритового состава с гранобластовой структурой. Иногда в них встречается также сфалерит, галенит, арсенопирит и халькопирит. Зерна доломита обычно алевритовой размерности, либо равномерно рассеяны в породе, либо концентрируются в прослойки кальцит-доломитового состава.

Гидрослюда и серицит в карбонатных отложениях пачки равномерно распределены в породе в виде тонких чешуек, иногда образуют микропрослойки, приуроченные, как правило, к трещинам рассланцевания. Реже отмечается хлорит и порфириобласты хлоритизированного биотита (флогопита?) и хлоритоида. Глинисто-углеродистое вещество присутствует в незначительных количествах и равномерно распределено в породе в виде ступков нитевидной, прерывистой и волнистой формы, наиболее развитых по сланцеватости.

Глинисто-известковые сланцы пачки образуют небольшие прослои, под микроскопом представлены глинисто-углеродистым непрозрачным веществом с распыленным гидрослюдисто-карбонатным материалом. Некарбонатная примесь в известняках и доломитах нижней карбонатной пачки может достигать в отдельных случаях 40-50 %. Карбонатные породы пачки в различной степени рассланцованы и испытали пластическое течение, выразившееся в удлинении зерен кальцита, доломита и кварца в одном направлении, в результате чего порода часто имеет лепидогранобластовую структуру. Для пачки характерна также микроплойчатость гидрослюдистых прослоев, а также мелкие линзовидные просечки кварц-карбонатного состава с пиритом и пирротинном. Мощность пачки (вскрытая) более 150 м.

Терригенно-карбонатная пачка (pt_2^2) верхнепотоскуйской подсвиты согласно залегает на отложениях нижней пачки и представлена чередованием известняков и карбонатных алевритоглинистых, часто углеродистых сланцев. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. В пределах месторождения пачка не выдержана по мощности и испытывает значительные фациальные изменения, которые заключаются в появлении в её составе глинистых хлоритоидных сланцев, седиментационно-осадочных брекчий и пород вулканогенно-осадочного происхождения. Основные типы пород, составляющих эту пачку, представлены известняками алевритоглинистыми и доломитистыми, доломитами из-

вестковыми, сланцами глинисто-алевритовыми (иногда хлоритоидными) и глинисто-углеродистыми и вулканогенно-осадочными образованиями. Карбонатные отложения этой пачки в целом аналогичны описанным выше. Отличительной особенностью их является повышенное содержание глинисто-углеродистого вещества по сравнению с подстилающей пачкой.

Несомненный практический интерес представляют прослой, приуроченные к основанию пачки, мощностью до 2 м, обогащенные родохрозитом (скв. 52, интервал 271,6-273,2 м; скв. 62, интервалы 219-221 м). Родохрозит представлен сферолитами размером до 0,1-0,3 мм, часто с радиально-лучистым строением. Обычно сферолиты окружены черной непрозрачной каймой либо полностью замещены окисными минералами марганца. Радиально-лучистые сферолитовые агрегаты родохрозита либо заключены в базальном кварц-карбонатном гранобластовом матриксе, либо почти соприкасаются друг с другом, образуя различные послонные скопления. Эти образования В.Г. Пономаревым /3/ были описаны, по-видимому, как обломочно-онколитовые карбонатные породы.

Алевритоглинистые, глинисто-алевритовые и глинистые, часто углеродистые сланцы этой пачки характеризуются кварц-гидрослодистым составом, обычно со значительной примесью карбонатного материала. Сланцы часто обогащены (скв. 66а) крупными кристаллами хлоритоида, который равномерно рассеян в породе в виде отдельных индивидов, либо образует сростки. Для алевритовых сланцев характерна плохая сортировка и появление в их составе крупных (до 1 мм) зерен явно окатанного кварца и микрокварцитов.

В верхней части пачки на западном фланге месторождения выделяется толща различных седиментационно-осадочных брекчий и гравелитов с явными признаками более позднего тектонического дробления пород (будинаж, милонитизация, развальцевание и т.д.). В этих отложениях часто отмечаются продукты вулканической деятельности. Породы представлены туфоалевролитами и туфопесчаниками с кварц-гидрослодистым цементом. Встречаются обломки серицитизированных и карбонатизированных полевых шпатов размером от долей миллиметров до 1-2 мм. Иногда отмечаются разноразмерные гравелиты и песчаники (скв. 63, инт. 309,5-311,5 м), сложенные обломками карбонатизированных пузыристых порфиритов, кварц-серицитовых сланцев и туфоподобных пород /5/. Аналогичные обломочно-

вулканогенные породы встречены нами в скв.72 на глубине 180 м. Здесь в кальцитовом цементе с примесью кварц-гидрослюдистого материала отмечаются плавающие угловатые и слабоокатанные обломки размером до 1,5 мм глинистых сланцев, алевролитов (?) и обломки эффузивных пород.

Мощность терригенно-карбонатной пачки верхнепотоскуйской подсвitys в пределах месторождения изменяется от 20 до 100 м и более (скв.66а, 63). Такое значительное колебание мощностей несомненно связано с появлением в составе пачки, особенно на северо-западном фланге месторождения, седиментационно-осадочных брекчий и вулканогенно-осадочных образований.

Выше в разрезе залегает углеродисто-сланцевая толща, вмещающая рудные залежи и относящаяся к шунтарской свите. По литологическому составу эта толща подразделяется на две пачки /3/: нижняя (подрудная) - карбонатно-углеродисто-сланцевая и верхняя (надрудная) - углеродисто-сланцевая бескарбонатная. Нижняя пачка шунтарской свиты представлена серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами слабоизвестковистыми, обогащенными углеродистым веществом и пиритом. Карбонатный материал (кальцит и доломит) обычно содержится в незначительных количествах или вообще отсутствует. В сланцах преобладает серицит, но количественные соотношения кварца и серицита меняются в значительных пределах. Отмечаются турмалин и рутил. Кристаллики пирита часто приурочены к интенсивно рассланцованным разностям пород. Кварц, карбонаты и пирит обычно образуют линзочки, гнезда и прожилки, ориентированные параллельно сланцеватости. В составе этой пачки отмечаются также туффиты. Макроскопически это сланце- и песчаникоподобные породы пепельно-серого цвета, местами кавернозные, с рассеянной вкрапленностью и гнездообразными агрегатами пирита. Пирокластический материал туффитов замещен серицитом с незначительной примесью кварца. В участках, претерпевших слабый дислокационный метаморфизм, нередко отчетливо фиксируются контуры пирокластических частиц среди глинисто-углеродистого матрикса. Формы их в связи с пластическими деформациями трансформировались в линзовидные и сплюснуто-эллипсоидальные.

Характеристика типов руд, их состав, текстурные и структурные особенности детально охарактеризованы в работах /3,5/. Колчеданное свинцово-цинковое оруденение сконцентрировано на гра-

нице карбонатно-углеродисто-сланцевой и углеродисто-сланцевой бескарбонатной пачек. Оно представлено несколькими линзообразными телами. Мощность рудных тел до 30 м, протяженность - сотни метров. Руды месторождения мелкозернистые, с массивными, сплошными и чаще полосчатыми текстурами. Главные минералы руд - пирит, сфалерит, галенит, отмечаются также пирротин, халькопирит, арсенопирит.

Верхняя (надрудная) углеродисто-сланцевая пачка (Σn^2) представлена некарбонатными кварц-серицитовыми сланцами, обогащенными углеродистым веществом. Отмечаются также прослои (до нескольких метров) алевритистых кварц-серицитовых сланцев неуглеродистых. Главными компонентами пород являются кварц, серицит, углеродистое вещество и пирит. Редко отмечается хлорит, хлоритоид, лейкоксен, турмалин, рутил. Кварц присутствует в виде обломочных зерен алевритовой размерности и обычно сильно корродирован серицитом. Отмечаются также гранобластовые агрегаты и каймы давления у зерен пирита. Слоистость сланцев обусловлена различным соотношением кварца, серицита и углеродистого вещества. В сланцах этой пачки отмечаются также прослойки седиментационно-диagenетических силицитов с микрогранобластовой структурой, иногда они бывают обогащены кристалликами пирита. Для пачки также характерны различные линзочки, гнезда и прожилки, выполненные кварцем с гранобластовой структурой.

Петрохимия осадочных пород Рассохинского рудного поля

При написании раздела использованы как оригинальные аналитические данные (60 силикатных анализов), так и аналитический материал, заимствованный из литературных источников /1,3,5/ (43 анализа).

Т и с с к а я с в и т а

Сложена главным образом тонким переслаиванием алевритовых и глинистых сланцев. На диаграмме А.Н.Неелова /2/ (рис.2) точки

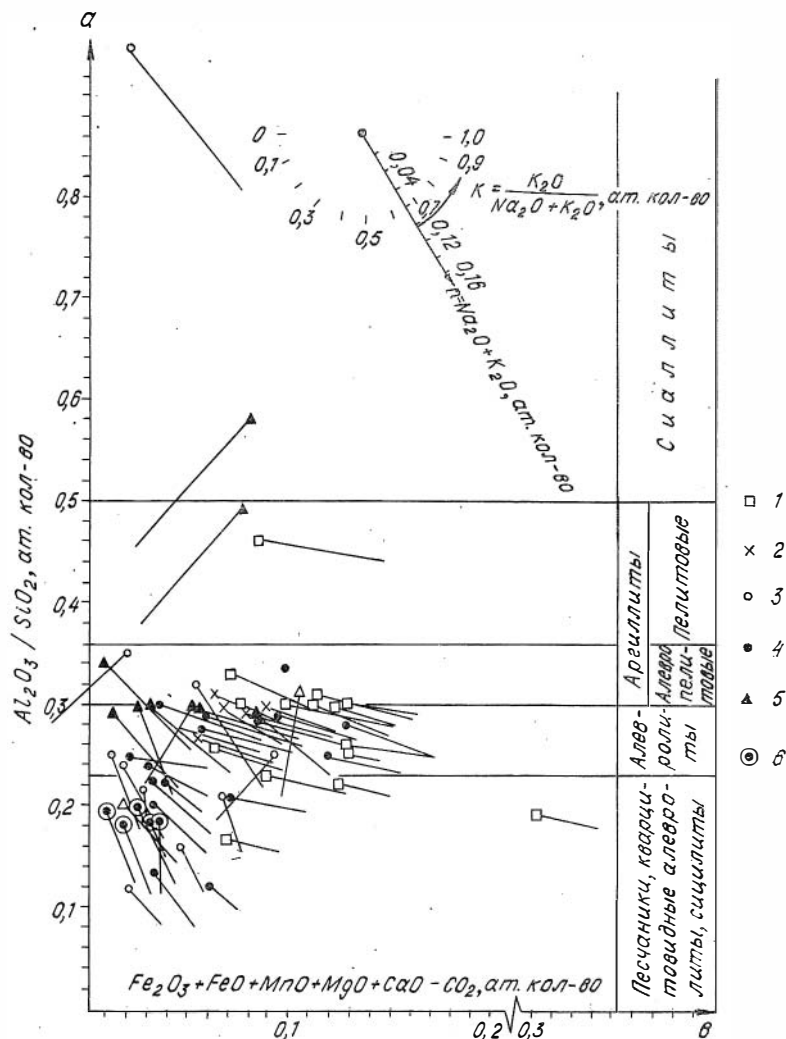


Рис.2. Петрохимическая диаграмма по А.Н.Неелову /2/ для силикатных пород Рассохинского рудного поля.

Свиты (пачки): 1 – тисская, 2 – верхнепотоскуйская (вторая пачка), 3–4 – шунтарская (3 – нижняя, 4 – верхняя пачка), 5 – нерасчлененные отложения (pt_2^{sn1}), 6 – туфитовидные породы /5/.

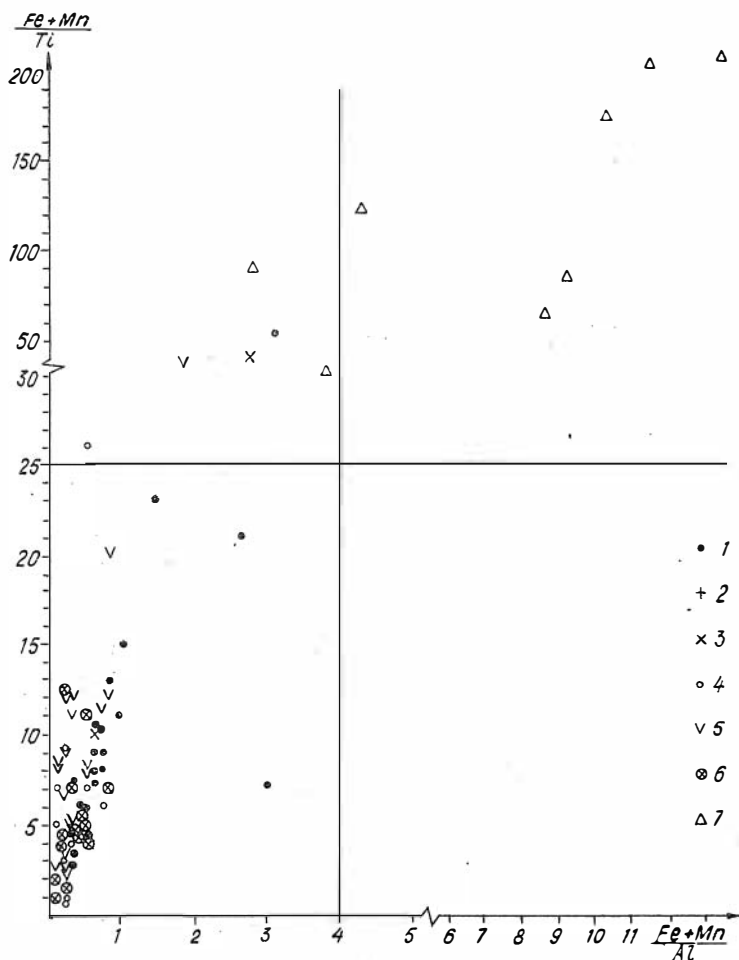


Рис.3. Значения Fe-Mn-Ti и Fe-Mn-Al модулей для терригенных пород и руд Рассохинского рудного поля. Свиты (пачки): 1 - тисская, 2-3 - верхнепотоскуйская (2 - первая, 3 - вторая пачка), 4-5 - шунтарская (4 - нижняя, 5 - верхняя пачка), 6 - нерасчлененные отложения (pt_2^{sn1}), 7 - руды.

составов пород попадают в поля песчаников, кварцитовидных алевролитов, алевролитов, алевропелитовых аргиллитов и только одна проба - в поле составов пелитовых аргиллитов. Вариации состава отражают, по-видимому, случайный процесс преобладания в пробе того или иного количества разнородных по составу тонких слоев. По соотношению щелочей породы относятся к суперкалиевому семейству, что указывает на высокую химическую зрелость глинистой составляющей отложений при существенно кварцевом составе алевритовой фракции. В целом породы малощелочные. Значения коэффициентов Н.М.Страхова и А.П.Лисицына (рис.3) для большей части проб ниже граничных значений, выше которых предполагается участие в составе породы эксталятивных компонентов. Лишь для одной пробы, заимствованной из работы Г.Н.Бровкова и др. /5/, модуль Н.М.Страхова составляет более 50 за счет высокого содержания Fe_2O_3 (21,17 %). Одновременно в этой же пробе отмечается повышенное (относительно фоновое) содержание MnO (0,26 %) и максимальное для выборки содержание P_2O_5 (0,38 %). Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах свиты колеблется от 0,09 до 25 % /5/.

Верхнепотоскуйская подсвита

Пробы из первой пачки верхнепотоскуйской подсвиты образуют одну небольшую выборку карбонатных пород. Три из них относятся к доломитовым известнякам, две - к известковым доломитам и одна - к известнякам. Характерной особенностью рассматриваемых карбонатных пород является специфический состав присутствующей в них силикатной примеси (рис.5). Согласно химическому составу содержание общей силикатной примеси соответствует III типу классификации (рис.4). Содержание расчетного кварца составляет от 13 до 24 %, а расчетной гидрослюда - от 10 до 20 %. На терригенное происхождение силикатной примеси указывают также значения глиноземистого модуля.

Величины модуля А.П.Лисицына низкие, не позволяющие предполагать присутствие в осадках эксталятивного материала. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в двух образцах составляет 0,27 и 0,42 % /5/.

Анализ пород второй пачки верхнепотоскуйской подсвиты разбиваются на две выборки - карбонатную и сланцевую. На петрохими-

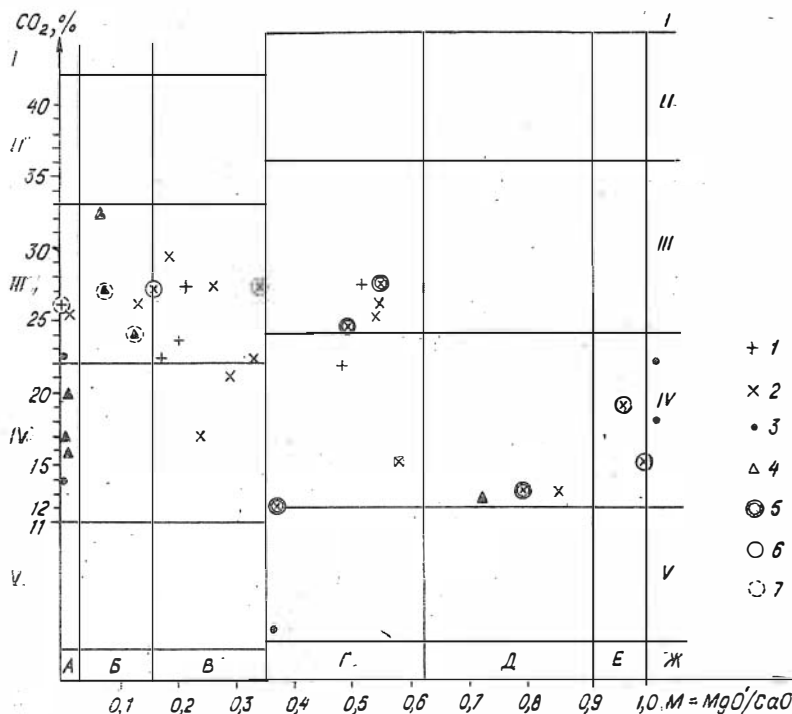


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма для карбонатных и смешанных карбонатно-терригенных пород Рассохинского рудного поля.

Свиты (пачки): 1-2 - верхнепотоскуйская (1 - первая, 2 - вторая пачка); 3 - шунтарская (нижняя пачка); 4 - нерасчлененные отложения (pt_2^{2-3n1}); 5-7 - содержание MnO в породе: 5 - 1-3 %, 6 - 3-13 %, 7 - 1-3 %. Названия общих полей диаграммы: А - известняк, Б - доломитистый известняк, В - доломитовый известняк, Г - известковый доломит, Д - известковистый доломит, Е - доломит, Ж - железистый доломит, анкерит, сидерит; I - известняк или доломит, II - известняк или доломит слабоглинистые, слабосиликатные, алевролитистые, песчаные; III - мергель (мергелевый сланец), известняк или доломит кремнистые, алевролитовые, песчаные; IV - глинистый мергель (известковый или доломитовый сланец), силицит, алевролит или песчаник известковые или доломитовые; V - известковистый аргиллит (известковистый сланец), силицит, алевролит или песчаник известковистые или доломитистые.

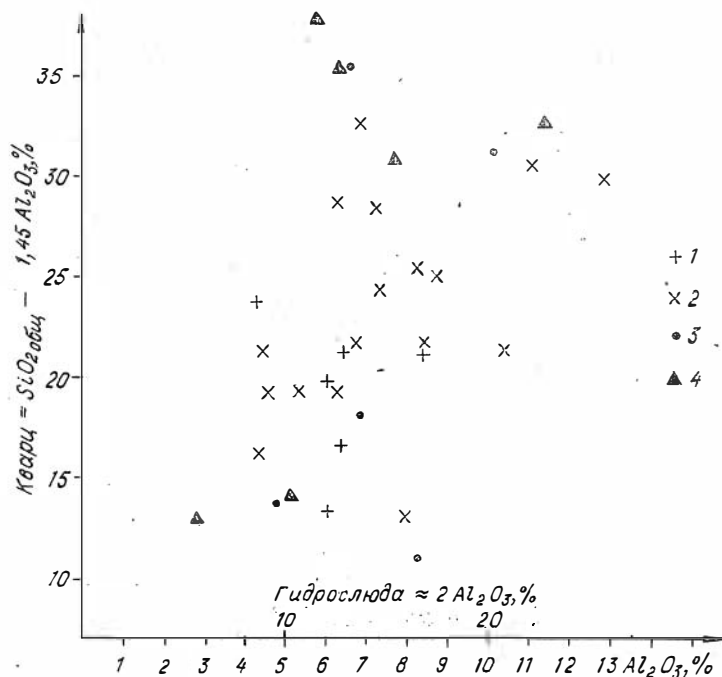


Рис.5. Соотношение "расчетного" кварца и гидрослюда, глинозема, связанного с глинисто-слюдистой примесью в карбонатных породах Рассохинского рудного поля.

Свиты (пачки): 1-2 - верхнепотоскунская (I - первая, 2 - вторая пачка); 3 - шунтарская; 4 - нерасчлененные отложения ($pt_2^{2-y}sn^1$).

ческой диаграмме карбонатные породы второй пачки образуют непрерывный переход от известняков до доломитов со всеми промежуточными типами пород (см. рис.4). По количеству силикатной примеси карбонатные породы второй пачки относятся к III и IV типу классификации (см. рис.3). Наиболее обогащенные силикатной примесью породы имеют, как правило, существенно доломитовый состав (см. рис.4). Соотношение глинистого и алевроитового (кварцевого) компонентов в этой примеси близко к подстилающим карбонатным поро-

дам первой пачки (см. рис.5). Содержание расчетного кварца от I3 до 33 %; гидрослюда от I0 до 25 %. Общий состав силикатной примеси по значениям глиноземистого модуля отвечает кварцитовидным алевролитам, алевролитам и алевропелитовым аргиллитам.

Практический интерес, несомненно, представляют высокие содержания MnO в карбонатных породах второй пачки (см. рис.4). Максимальные содержания MnO относятся к четырем пробам: скв.62, гл.219 м; скв.62, гл. 220 м; скв.52, гл. 272 м; скв.52, гл. 272,6 м и равны соответственно 13,4; 13,4; 11,9 и 17,04 %. Кроме того, в трех пробах содержание MnO более 3 %. Пробам с высокими содержаниями MnO соответствуют повышенные (относительно фоновых) содержания P_2O_5 .

По соотношению щелочей среди пород второй пачки обособляется несколько групп. Наиболее многочисленная группа относится к суперкалиевому семейству. Для пород этой группы характерно высокозрелое в химическом отношении глинистое вещество в составе силикатной примеси. Вторая группа относится к высококалиевому семейству и третья, наиболее малочисленная – к натрий-калиевому. Значения модуля глиноземистости довольно постоянны и не зависят от "чистоты" карбонатных пород. Для отдельных проб характерны достаточно высокие значения модулей Страхова и Лисицына.

Глинистые сланцы второй пачки на петрохимической диаграмме (см. рис.2) образуют компактное поле точек в области алевролитов (у границы последних с алевропелитами). По соотношению щелочей породы химически зрелые и относятся к высококалиевому, реже суперкалиевому семейству, по общему содержанию щелочей – к мало-щелочным породам. В одном из образцов сланцев значение модуля Страхова превышает 25.

Шунтарская свита

В составе проб нижней пачки шунтарской свиты выделены две выборки: терригенных и карбонатных пород. Преобладающие в пачке терригенные породы характеризуются отчетливо выраженной неоднородностью состава (см. рис.2). По значениям глиноземистого модуля пробы выборки попадают в поля кварцитовидных алевролитов (4 пробы), алевролитов (I проба). Также изменчиво содержание и со-

отношение щелочей. Общее их содержание в породе изменяется от уровня, характерного для малощелочных пород, до уровня умеренно щелочных. По соотношению щелочей породы пачки принадлежат калиевым, натрий-калиевым и калинатровым семействам. Изменчивый состав терригенных отложений несомненно указывает на примесь пирокластики, которая устанавливается также при макро- и микроизучении пород пачки. В одной пробе значение модуля Страхова превышает 25.

Четыре пробы, характеризующие карбонатные породы, относятся главным образом к IV группе по содержанию силикатной примеси (содержание расчетного кварца от 10 до 35 %, гидрослюда - от 14 до 20 %). По соотношению карбонатных минералов пробы контрастно разделились на чистые известняки и железистые доломиты (без известковой примеси). Соотношение щелочей в силикатной примеси, так же как и в сланцах пачки, указывает на контрастно различную зрелость отдельных образцов (от калинатрового до высококалиевого семейства). В двух пробах значения модуля Страхова превышают 25.

Существует, кроме того, довольно большая выборка проб (около 20 анализов), которые относятся к нерасчлененному интервалу pt_2^{2-5n1} . Петрохимические характеристики этих пород, отвечающие особенностям двух пачек, отражены на диаграммах (см. рис.2-5).

В составе верхней пачки шунтарской свиты выделяется одна выборка терригенных пород. На петрохимической диаграмме (см. рис.2) обособляются две области сгущения точек составов. Одна из них соответствует алевролитам. Это малощелочные высококалиевые (по соотношению щелочей) породы. Вторая область отвечает группе анализов, принадлежащей, по данным Г.Н.Бровкова и др. /5/, туфитовым породам. Для этой группы характерны низкие значения глиноземистого модуля и параметра "b", определяющего общую меланократовость. Наиболее контрастно отличается эта группа от первой по соотношению щелочей. Её породы относятся к семейству натрий-калиевых и калиевых пород. В связи с этими особенностями состава туфогенный материал, по-видимому, относится к продуктам кислого вулканизма.

Для одной пробы из всей выборки модуль Страхова превышает 25. Содержание C_{org} в породах шунтарской свиты на Линейном месторождении колеблется в пределах от 0,49 до 13,49 % /1,5/. Микроэлементный состав пород, вмещающих Линейное месторождение, и статистическая обработка геохимического материала приведены в таблице.

Как уже указывалось в первой части, для установления стратиграфической последовательности отложений Рассохинского рудного поля, залегающих в сложной тектонической обстановке, проведено сопоставление его с опорным литолого-геохимическим разрезом, полученным при изучении буровых скважин и береговых обнажений р. Татарки на Морянихо-Меркурихинском рудном поле /4/. Палеогеографическая интерпретация имеющегося материала по этим близко-расположенным (15-20 км) разрезам позволяет сделать следующие выводы.

1. Сопоставление генетических типов отложений в составе тисской свиты Рассохинского и Морянихо-Меркурихинского рудных полей указывает на удивительное их однообразие. Образование этих тонкослоистых алевроитоглинистых осадков происходило на территории одной сублиторальной (неритовой) зоны с глубинами не ниже базиса волнения /4/.

2. В силу того, что отложения тисской свиты на месторождении Линейном рассматриваются в качестве аллохтона тектонического покрова; залегающего на более молодых отложениях потоскуйской и шунтарской свит, промежуточные по возрасту отложения сосновской свиты на месторождении Линейном не вскрыты, а отложения потоскуйской свиты представлены только лишь верхней подсвитой. В составе последних, так же как и в соседнем районе, преобладает хемогенный (карбонатный) тиховодный пелагический тип отложений, по классификации В.Т. Фролова /6/. С ним ассоциирует литотип хлоритовидных глинистых сланцев, относимый к механогенным тиховодным пелагическим отложениям. Отличительной чертой отложений верхней части потоскуйской свиты Рассохинского рудного поля по сравнению с Морянихо-Меркурихинским является исчезновение здесь известняков с подводно-оползневыми текстурами, хотя на этом уровне и отмечаются внутриформационные брекчии. Характерно также появление в разрезе на этом уровне вулканогенно-осадочных пород, которые в Морянихо-Меркурихинском районе отмечаются только лишь в нижней части свиты. Они имеют локальное распространение, указывающее на подводное их происхождение. И наконец, еще одной отличительной чертой отложений этого уровня является присутствие в разрезе Рассохинского рудного поля горизонтов с повышенным содержанием марганца.

3. В шунтарской свите, как и в соседнем районе, выделяется один обобщенный генетический тип отложений - углеродистые пирит-

Геохимическая характеристика пород тисской, верхнепотоской и шунтарской свит на месторождении Линейном,
по данным атомно-абсорбционного и гамма-спектрометрического анализов
(аналитики Н.Я.Аксенова, А.С.Степин, ИГД СО АН СССР)

Свита	Пачка	Порода	Распространенность в коэффициентах концентрации*					Геохимические ассоциации и подвижность (→)
			>5	5 - 2	2 - 0,9	0,9 -0,5	<0,5	
Тисская		Сланцы	$\frac{Ba}{Pb}$	$\frac{Pb}{Ba}$	$\frac{Cu, Ti, V, Mn, Zn}{Ba, Cr}$	$\frac{Co, U}{Ni, Sr, Mn}$	$\frac{Pb-Ba-Ti-Sr-Th-U-Ni-Cr-Co-Mn-Cu-Zn}{Ti-Cr-Sr-Ba-Th-Ni-Co-Zn-Pb-Mn-Cu}$	
	2	Сланцы	$\frac{Pb, Zn}{Pb}$	$\frac{V, U}{Zn, Cr, Ba, V}$	$\frac{Ba, Cr}{U, Th, Cu, Co}$	$\frac{Ni, Sr, Mn}{Mn, Sr, Ti}$	$\frac{Ti-Cr-Sr-Ba-Th-Ni-Co-Zn-Pb-Mn-Cu}{Ti-Cr-(Sr) (Co Ni)-V-Ba-Pb-Zn-Mn}$	
Шунтарская	I	Сланцы	$\frac{Pb}{Zn}$	$\frac{Zn, Cr, Ba, V}{Mn, Th, Ni}$	$\frac{U, Th, Cu, Co}{V, Cr, Co, Th}$	$\frac{Ni}{Mn, Ni}$	$\frac{Ti-Cr-(Sr) (Co Ni)-V-Ba-Pb-Zn-Mn}{Ti-Ba-V-U-Ni-Cr-(Pb) Co-Zn-Mn}$	
		Сланцы	$\frac{Zn}{Co, Ba, Zn, Pb, Cu, Cr, V, U}$	$\frac{Pb, Cu, U, Ba}{Mn, Th, Ni}$	$\frac{V, Cr, Co, Th}{Ti}$	$\frac{Mn, Ni}{Sr, Ti}$	$\frac{Ti-Ba-V-U-Ni-Cr-(Pb) Co-Zn-Mn}{Ti-V-Co-Ni-Cr-Th-U-Pb-Zn-Ba-Sr-Mn}$	
Верхнепотоская	2	Сланцы	$\frac{Mn}{Co, Ba, Mn, Cu, V, Zn, Cr, Pb}$	$\frac{Pb, Zn, U}{Th, Ti, Ni}$	$\frac{V, Co, Cr, Ba}{U}$	$\frac{Cu, Ni, Sr}{Th, U}$	$\frac{Ti-Th-Ni-U-Cu-Cr-V-Co-Zn-Pb-Ba-Sr-Mn}{Ti-Sr-U-Zn-Cr-Cu-Ni-V-Mn-Pb-Th-Mn-Co}$	
	I	Карбоонатные породы	$\frac{Co, Ba, V, Cr}{Cu, Zn, Pb}$	$\frac{Cu, Zn, Ti, Pb, Ni}{Th, U, Mn}$	$\frac{Th, U, Mn}{Sr}$	$\frac{Sr}{Sr}$	$\frac{Ti-Pb-Co-Cr-Cu-V-Zn-Co-Ni-Mn-Sr}{Ti-Pb-Co-Cr-Cu-V-Zn-Co-Ni-Mn-Sr}$	
Геохимический тип			Концентрации		Стабильный		Рассеяния	

* Коэффициенты концентрации рассчитаны относительно средних содержаний элементов в известняках и глинистых сланцах (по К. Турекьяну и К. Велеполе).

** Подчеркнуты элементы с высокими (около 90 % и более) вариациями содержаний.

тоносные глинистые осадки застойных пелагических обстановок осадконакопления эвксинского типа и ассоциирующие с ними углеродистые карбонатно-глинистые отложения. Для участка бассейна этого времени в границах Рассохинского рудного поля характерны низкие скорости осадконакопления, что благоприятствовало конденсации поступающего в донные илы рудного вещества. Для основной части промышленного оруденения предполагается гидротермально-осадочное происхождение /3/. Согласно принятому стратиграфическому расчленению разреза основная часть рудных тел сосредоточена на уровне шунтарской свиты, отдельные же рудные тела, по-видимому, приурочены к верхней части верхнепотоскуйской подсвиты.

Литература

1. Злобин В.А., Пархоменко В.С. Особенности распределения благородных, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в углеродосодержащих и высокоуглеродистых сланцах протерозоя Урала, Сибири и Дальнего Востока // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1984. С.134-154.
2. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
3. Пономарев В.Г. Главные признаки синхронности отложения колчеданно-полиметаллических руд с рифейскими толщами Рассохинского рудного поля (Енисейский край) и вопросы их генезиса // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск, 1977. С.80-118.
4. Сараев С.В. Литология, геохимия и фациальный анализ рифейских отложений Моряних-Меркурихинского рудного поля (Енисейский край) // Бассейновый литогенез и минерогения. Новосибирск, 1989. С.62-104.
5. Стратиформное колчеданно-полиметаллическое оруденение в черносланцевых толщах докембрия Енисейского края /Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охалкин Н.А., Прохоров В.Г. Красноярск, 1983. 276 с. (Деп. в ВИНТИ № 4389-83).
6. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Акульшина Е.П. Условия миграции рудогенных элементов в гипергенезе и их концентрация в глинистом веществе . .	7
Петров В.Г. Закономерности формирования и размещения плотиковых россыпей золота в долинах рек горных стран	19
Сараев С.В. Литология и геохимия рифейских отложений Горевского рудного поля (Енисейский край)	42
Векшин В.В., Дарьин А.В., Занин Ю.Н., Солотчина Э.П. Особенности формирования и минералого-геохимическая характеристика Сарминского месторождения фосфоритов (Западное Прибайкалье)	71
Яныгин Ю.Т., Акульшина Е.П., Тараненко В.И., Писарева Г.М. Литология и условия формирования мезозойских алмазоносных отложений бассейна рек Вилюй и Анжия (северо-западный борт Ангаро-Вилюйского прогиба)	84
Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н., Солотчина Э.П. Петрографическая и химико-минералогическая характеристика желваковых фосфоритов куонамской свиты нижнего среднего кембрия р. Молодо (северо-восток Сибирской платформы)	102
Писарев И.В. Опорный разрез свиты Сухого хребта в районе Горевского месторождения	114
Сараев С.В., Таныгин Г.И. Литолого-геохимическая характеристика рифейских отложений Рассохинского рудного поля (Енисейский край)	126

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

З.В. Белоусова, О.А. Боброва

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 31.07.90. МН 02443.

Бумага 60x84/16. Печ. л. 9, 0-1 вкл. Уч.-изд. л. 8, 35.

Тираж 400. Заказ 281. Цена 60 коп.

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