

АРГИЛЛИЗАЦИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ

Г.Т.ВОЛОСТНЫХ



Г. Т. ВОЛОСТНЫХ

АРГИЛЛИЗАЦИЯ
И ОРУДЕНЕНИЕ

393



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1972

Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 240 с.

В сводке об околорудных аргиллизированных породах суммированы мировые сведения о геологических и геохимических условиях аргиллизации, особенностях состава, зональности, рудоносности и методах изучения аргиллизированных пород, взаимоотношениях их с другими околорудными метасоматитами. Аргиллизация пород проявляется как послемагматический метасоматоз в различные периоды геологической истории областей геосинклинального, платформенного развития и автономной активизации в связи с формированием мезо-, эпи- и телетермальных месторождений полиметаллических и золото-полиметаллических, меднопорфировых и молибденовых, урановых, золото-серебряных, ртутных руд и месторождений нерудного сырья. Типичные ореолы и поля рудовмещающих аргиллизированных пород этих рудных месторождений изучены и описаны в работе на основе диагностики состава аргиллизированных пород методами точного анализа, главным образом рентгеновского. Проведена систематика ореолов и полей аргиллизированных пород и родственных метасоматитов на основе понятий фации, формации и эволюты метасоматитов. Состав ореолов аргиллизированных пород рассматривается как формирующийся в периоды дорудного кислотного выщелачивания и рудосопровождающего метасоматоза. Изложены основы качественной и количественной оценки рудоносности полей аргиллизированных пород путем выявления минеральных форм дорудного и рудосопровождающего метасоматоза и корреляции количества рудного вещества в ореолах с направленностью в изменении рудосопровождающих минеральных форм. Обоснованы признаки отличия гидротермально-аргиллизированных пород от продуктов выветривания на основе анализа геометрии ореолов метасоматических пород, их минерального состава и зональности, миграции вещества и физических свойств пород. Приводятся сведения о гидротермально-метасоматических месторождениях глин. Помимо материалов автора по аргиллизированным породам меднопорфировых, редкометаллических, золото-серебросодержащих, полиметаллических и ртутных месторождений в работе суммированы сведения из более чем 500 работ, касающихся разных вопросов, связанных с околорудной аргиллизацией.

Таблиц 22, иллюстраций 81, список литературы — 173 назв.

2-9-4
19-72

553

Волостных Герман Тихонович

Аргиллизация и оруденение

Редактор издательства Т. В. Колошина

Техн. редактор В. В. Романова

Корректор В. П. Крымская

Сдано в набор 28/II 1972 г. Подписано в печать 7/VI 1972 г. Т-10966
Формат 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 15,0. Уч.-изд. л. 16,3. Бумага № 2. Индекс 1-7-1.
Заказ 1549/4154-4. Тираж 1600 экз. Цена 1 р. 74 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.



«... один из основных путей прогресса в исследовании рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений». С. С. Смирнов (1947 г.)

ВВЕДЕНИЕ

Среди околорудных измененных пород аргиллизированные являются, пожалуй, наименее изученными. На публикации по аргиллизированным породам приходится менее 1% от общего количества работ по гидротермальным метасоматитам, несмотря на то, что в аргиллизированных породах выявлены крупнейшие концентрации меди, золота, урана и многих других полезных ископаемых. Трудно найти какую-либо другую формацию околорудных метасоматитов со столь широким диапазоном геологических условий проявления и со столь обширным спектром сопряженных с ними полезных ископаемых, как аргиллизированные породы. И вряд ли есть более трудоемкий и сложный тип околорудных изменений, чем аргиллизированные породы, что и является одной из причин немногочисленности публикаций о них.

Интерес к околорудному глинистому изменению вмещающих пород значительно возрос после того как была доказана его гидротермальная природа на многих месторождениях полезных ископаемых. Исследованиями последних лет выявлено гидротермальное глинистое изменение (аргиллизация) интрузивных, эффузивных и осадочных пород, вмещающих жильные и стратиформные рудные тела разнообразного состава, возникшие при высоких, средних и низких температурах. Было обнаружено, что во многих случаях измененные породы, называвшиеся ранее серицитизированными и пропилитизированными, по составу новообразований являются глинистыми породами.

Минеральный состав околорудных оглиненных пород, воспринимавшийся до внедрения методов точной диагностики тонкодисперсных продуктов простым (каолинитовым), оказался многообразным, а распределение глинистых минералов относительно рудных тел закономерным. Было установлено, что аргиллизированные породы являются одной из важнейших формаций рудоносных метасоматитов.

В этой сводке об аргиллизированных породах суммированы мировые сведения о геологических и геохимических условиях

аргиллизации, особенностях состава и методах изучения аргиллизированных пород, взаимоотношениях их с другими формациями окколорудных метасоматитов. Ввиду практически полного отсутствия литературных сведений по некоторым вопросам такие разделы, как формирование зональности, использование аргиллизированных пород для поисков руд и оценки перспектив рудоносности полей их проявления, отличие продуктов гидротермальной аргиллизации и выветривания, систематизация аргиллизированных пород написаны в основном по материалам автора.

Явный недостаток сведений об аргиллизированных породах вызвал необходимость обоснования ряда положений фактическим материалом, описанием ореолов аргиллизированных пород, изученных автором в различных районах: в Верхне-Олекминском районе, на Коунрадском месторождении, на месторождениях Береговском, Беганьском и Большой Шаян в Закарпатье, на Чемпурином месторождении (Камчатка), на месторождении бентонитовых глин Цихис-Убани в Грузинской ССР и в ряде других мест. Изучение аргиллизированных пород этих месторождений производилось на основе массовых наблюдений в шлифах (более 3800 штук), термическим (500 анализов), рентгеновским (более 980 анализов), электронографическим (около 60 анализов); электронно-микроскопическим (более 200 анализов), химическим (более 250 анализов) и другими методами. Приводятся сведения об аргиллизированных породах некоторых зарубежных месторождений. В работе имеются ссылки на публикации около 500 наименований, из которых в списке литературы по техническим условиям приведено лишь 173.

Изучение аргиллизированных пород автор начинал под руководством М. Ф. Викуловой. Эта сводная работа в основном написана по плану, предложенному Н. И. Наковником. Автор благодарит этих ученых за руководство работой. Глубоко благодарен автор И. С. Михайловой, участвовавшей в изучении окколорудных пород трех редкометальных месторождений, и Ю. В. Александрову за техническую помощь. Искреннюю благодарность автор приносит А. В. Хабакову, Г. Л. Падалке, А. О. Розенцвиту, В. Н. Зайцевой, В. Г. Гогишвили и многим другим лицам, содействовавшим проведению исследований, а также специалистам лабораторий ВСЕГЕИ Ю. С. Дьяконову, В. Н. Смирновой, К. С. Мищенко, Р. А. Шаховой, В. П. Ивановой, А. К. Борисовой, И. А. Столяровой. Особую признательность автор выражает В. И. Бергеру, Б. И. Омеляненко, Д. В. Рундквисту и П. М. Татаринovu за сделанные ими критические замечания.

Глава первая

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

СОДЕРЖАНИЕ ТЕРМИНА «АРГИЛЛИЗАЦИЯ»

Впервые термин «аргиллизация» был употреблен во всех изданиях словаря Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1893 г.), Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве (1932 г., 1963 г., кроме парижского издания 1901 г.) как «... превращение лав и других пород в глины». Однако термину «аргиллизация» придавался широкий генетический смысл; к аргиллизированным породам относили не осадочные глины, образующиеся при выветривании¹ пород или в результате «поствулканических пневматолитовых процессов» (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1925 г.). Происхождение термина неясно. Возможно, что вначале он предназначался для процесса изменения пород, приводящего к возникновению глин с реликтовой текстурой изверженных пород, которые назывались «аргиллолитами» и «аргиллофирами». Однако в то время термин «аргиллизация» не вошел в употребление и до 40-х годов нашего столетия нигде, кроме «Петрографического словаря» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве, не встречался. В 1941 г. Т. С. Лавринг для обозначения продуктов гидротермального изменения пород ввел понятие «глинистое изменение» (*argillic alteration*), производным от которого явился термин «аргиллизация». Это было второе рождение термина, на этот раз ставшего популярным.

Как следует из описания пород, названных аргиллизированными, в наиболее измененных монцонитах остается минимум 10—50%, а в породах внешних зон 70—80% реликтовых магматических минералов. Следовательно, в основу содержания термина «аргиллизация» положен минеральный состав новообразований, а не физические свойства пород. Понятие «глинистые минералы» не является достаточно определенным. Л. К. Маккензи (L. C. Mackenzie, 1963 г.), определил глинистые минералы как минералы, обычно преобладающие

¹ Для процесса супергенного глинистого изменения пород был предложен термин «*argillation*» — оглинение (W. D. Keller, 1958 г.).

в коллоидной фракции глинистых пород, почв и т. д. Среди глинистых минералов, помимо аллофаноидов, выделяются два главных класса: слоистые и цепочечные силикаты.

Класс слоистых силикатов включает следующие группы:

1) минералы группы каолинита: а) каолинит, диккит, накрит; б) галлуазит;

2) минералы, структурно близкие к каолиниту, но имеющие другой химический состав (хлориты, 7 \AA — шамозит, амезит, кронштедтит);

3) минералы со слюдоподобной структурой (гидрослюды, монтмориллониты, вермикулиты);

4) глинистые хлориты (14 \AA);

5) смешанно-слоистые минералы, структура которых представляет собой комбинацию элементов структуры минералов других групп.

Класс цепочечных силикатов представлен группой палыгорскита (аттапульгита) — сепиолита.

Весь интервал разреза с глинистыми продуктами изменения Т. С. Лавринг (Lovering, 1941) назвал зоной, расчленив ее на две подзоны: внутреннюю каолинитовую и внешнюю монтмориллонитовую. За каолинитовой зоной следовала серицитовая зона, не относящаяся, естественно, к ореолу глинистого изменения. Т. С. Лавринг и впоследствии (Lovering, 1949) рассматривал глинистое изменение только в объеме каолинитовой и каолинит-монтмориллонитовой фаций, относя его к продуктам «типичной средней непродуктивной стадии» (предрудной), а гидрослюды в измененных породах Тинтика (США, шт. Юта) — к продуктам «продуктивной стадии», которую он не называл глинистой. Последователи Т. С. Лавринга относят к аргиллизированным породам только продукты кислотной стадии гидротермального процесса. Однако последующие изучения ореолов с глинистым изменением пород выявили, что в большинстве случаев и внутренние, прилегающие к жилам зоны содержат преимущественно глинистые слоистые силикаты — гидрослюды, хлориты. В частности, и в серицитовой зоне ореола измененных пород, описанного Т. С. Лаврингом, позднее было установлено преобладание гидрослюд. Поэтому многие исследователи относят к продуктам аргиллизации также новообразования щелочной стадии, и под аргиллизацией понимают гидротермальный метасоматический процесс кислотной и щелочной стадий, выражающийся в полном или частичном замещении исходных пород глинистыми минералами.

КРАТКИЙ ОЧЕРК РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ГЛИНИСТОМ ИЗМЕНЕНИИ ПОРОД

В геологической литературе второй половины XIX в. и начала XX в. имеются многочисленные указания на гидротермальные глинистые минералы, среди которых называется преимущественно каолинит. В описаниях залежей каолина, образовавшихся под дейст-

вием термальных вод или пневматолитовых процессов, указываются районы, в которых более поздними исследованиями было установлено широкое развитие окolorудной гидротермальной аргиллизации пород (США, Корнуолл, Трансильвания, Рудные горы и др.). При этом обсуждалось в основном происхождение метасоматических глин; широкое развитие гидротермальных глинистых минералов в прочных, твердых окolorудных породах было выявлено позже.

В то время сведения о глинистых минералах были весьма ограничены. Глинистые агрегаты определялись как смеси каолинита с аморфными продуктами, содержащими кремний, глинозем и воду (G. Tschermak, 1888 г.; E. Blanck, 1929 г.) и только в 20-х годах было доказано (C. S. Ross, 1927 г.), что многие глины совсем не содержат каолинита. В то время реальный состав и строение ореолов «оглиненных» пород не могли быть выявлены и породы обычно назывались каолинизированными. Еще в работах А. Добре (A. Daubree, 1857 г., 1867 г.), и Дж. Х. Коллинза (J. H. Collins, 1887 г.) были высказаны предположения о возможности образования месторождений каолина под действием ювенильных кислотных растворов. Дж. Де-Лоне (J. De Launly, 1888 г.), Е. Вайншенк (E. Weinschenk, 1897 г.), О. Штутцер (O. Stutzer, 1905 г.), Ф. Г. Батлер (F. H. Butler, 1908 г.) связывали образование каолиновых залежей в пределах рудных полей Богемии, Моравии, Корнуолла с послемагматическими пневматолитовыми процессами гранитных интрузий, тогда как Казан (Гинзбург, 1912) предполагал, что каолинизация вызывается водами, нагретыми магмой. Гидротермально-метасоматическое происхождение залежей каолина обосновывалось приуроченностью их к районам с термальными источниками, расположением в апикальных частях гранитных интрузий, большой глубиной залегания, гнездо- и штокообразной формой залежей, контролем их разрывными нарушениями, наличием ассоциаций каолинита с типичными гидротермальными минералами и отсутствием сходства с продуктами выветривания. Гидротермальное послемагматическое происхождение метасоматических каолинов наиболее полно было обосновано Г. Росслером (H. Rossler, 1902 г.), который опирался в своих выводах на материалы по изучению залежей каолина и каолинизированных пород на молодых золото-серебряных месторождениях (Рудные горы, Трансильвания, Западные штаты США) и в районах термальных источников (Богемия, Моравия).

В начале XX в. значительный вклад в обоснование гидротермальной природы глинистого изменения в ореоле рудных жил принадлежит Ф. Л. Рэнсому, который доказал гидротермальное происхождение окolorудного глинистого изменения в Сильвертон, шт. Колорадо (F. L. Ransome, 1901 г.), в Голдфилд, шт. Невада (F. L. Ransome, 1907 г.), в Рэй и Майами, шт. Аризона (F. L. Ransome, 1919 г.). Он отметил, в частности, что в Голдфилде тесная ассоциация каолинита и алуниита с золотом и сульфидами указывает на одновременное образование этих минералов при одном общем процессе, который предшествовал окислению и выветриванию и совершенно с ними не

связан. На гидротермальное происхождение каолинизированных пород указывали также К. Бишоф (С. Bischoff, 1909 г.), К. Ггель (С. Gagel, 1909 г.), И. Беммелен (Bemmelen, 1910 г.) и другие геологи. М. Лазаревич (М. Lazarewic, 1911 г.) и Ф. Шумахер (F. Schumacher, 1912 г.) описали «каолинизированные породы», развитые близ рудных жил «пропилитовой формации» в Сербии и Венгрии.

В 1912 г. вышла первая в России монография о каолиновых месторождениях «Каолин и его генезис» И. И. Гинзбурга, в которой критически оценены работы зарубежных исследователей о гидротермальной каолинизации. И. И. Гинзбург подытожил обстоятельное рассмотрение теорий каолинизации пород при послемагматических процессах и разделил их на две группы: «1) теории термальных процессов и 2) теории пневмогенных или пневмагидатогенных процессов, связанных непосредственно со временем извержений. Первая является несомненной и доказанной примерами каолинизации кислыми источниками окружающей их породы, также и каолинизацией зальбандов рудных жил восходящими термальными растворами. Вторая еще нуждается в исследованиях» (Гинзбург, 1912, стр. 430).

Тем не менее длительное время околорудное глинистое изменение вмещающих пород на многих месторождениях не выявлялось, а там, где глинистый характер околорудных метасоматических продуктов был очевиден, его гидротермальная природа не признавалась многими геологами. Б. С. Батлер (Butler, 1950) считает, что запоздалое выявление и признание широкого развития гидротермального глинистого изменения боковых пород рудных месторождений объясняется следующими причинами: 1) чрезмерной категоричностью мнений авторитетных геологов того времени, в частности В. Линдгрена, в вопросах происхождения глинистых минералов; В. Линдгрэн признавал гипогенную природу глинистых минералов только в грейзеновых месторождениях; 2) отсутствием в то время методов достоверной диагностики дисперсных продуктов; 3) склонностью геологов пересчитывать результаты химического анализа пород на стандартный минеральный состав без детального количественного изучения его. Однако главную причину непризнания гидротермальной природы околорудных глинистых минералов Б. С. Батлер видит в другом. «Теоретические соображения о характере растворов, поступающих из магмы, оказали сильное влияние на решение вопроса о том, какие изменения могут быть вызваны гипогенными, а какие — супергенными растворами. В начале этого столетия и позднее считалось, что растворы магматического происхождения были в основном щелочными. Такие минералы, как каолинит и алунит (включая группу глинистых минералов), рассматривались как результат изменения пород кислыми растворами и, следовательно, супергенного происхождения. Трудности боковых геологов, обусловленные такими представлениями, отражены в литературе (Butler, 1950, стр. 277)». Е. С. Ларсен, рассматривая генезис месторождений алунита (шт. Колорадо), ассоциирующего с глинистыми минералами, пишет: «Вполне возможно

предположение, что причиной алунизации являются горячие восходящие растворы. Полевые наблюдения решительно указывают на воздействие глубинных горячих сернокислых растворов без какого-либо влияния поверхностных агентов. Однако принимая во внимание тот факт, что геологи не допускают возможности существования таких растворов, очевидно нет достаточных оснований для предположения о таком источнике алунизации в районе Сан-Кристобаль» (Larsen, 1913, стр. 182). Но представления о гидротермальном глинистом изменении в то время уже принимались многими видными геологами и нашли поддержку со стороны исследователей сольфатарных полей и термальных источников (Е. Т. Allen, A. L. Day, 1925 г., А. Н. Заварицкий, 1936 г.; Ch. A. Anderson, 1935 г., С. N. Fenner, 1936 г. и др.). Большое значение имели работы по синтезу глинистых минералов в гидротермальных условиях, среди которых выделяются исследования В. Нолля (Noll, 1936).

В 1930 г. в СССР вышли две работы, в которых описывались месторождения каолина гидротермального генезиса. Н. М. Прокопенко пришел к выводу о происхождении Карачекинского месторождения каолина в связи с процессами гидротермального изменения порфиров и их туфов. Н. Н. Курек (1930 г.) описал Секисовское месторождение огнеупорных глин на Алтае, в котором каолинит ассоциировал с пиритом и алунитом и образовался, по мнению автора, при воздействии на эффузивные породы и дайку гранодиорита углекисло-сернистоводородных терм. В обеих работах приводятся сведения лишь о гидротермально каолинизированных породах.

Представления о фации аргиллизированных пород — генетически едином сообществе зон измененных пород с гидротермальными глинистыми минералами — сложилось значительно позднее, но уже в то время было установлено, что под действием гидротермальных растворов может образоваться и другой главнейший минерал глинистых пород — монтмориллонит, генезис промышленных концентраций которого (бентониты) обычно объяснялся гидратацией пепла в морской воде. Впервые к выводу о возможности образования бентонитовых глин в результате воздействия ювенильных вод и вулканических газов на эффузивные породы пришли А. А. Твалчрелидзе и С. Филатов (1933). По их мнению, Асканская залежь бентонитовых глин (Южная Грузия) «образовалась на месте *in situ* из вулканических туфов благодаря воздействию глубинных вод и местных сольфатар».

В 1941 г. Н. И. Наковник в статье «Каолиновые минералы вторичных кварцитов и каолинизация вообще» детально рассмотрел минералы группы каолинита, теории их образования, физико-химические условия процесса каолинообразования, геологические типы каолинов и взаимосвязь процессов каолинизации и окварцевания пород в массивах вторичных кварцитов. Н. И. Наковник различал два генетических типа каолинизированных пород: гипогенный (гидротермальный) и поверхностный (супергенный). По его мнению, каолинообразование

гипогенного типа в преобладающем большинстве случаев обязано поверхностному вулканизму: фумарольно-сульфатарной деятельности и горячим источникам.

В том же году Т. С. Лавринг (Loveing, 1941) опубликовал статью об аргиллизированных породах вольфрамовых месторождений округа Боулдер (США, шт. Колорадо); затем появились сообщения об аргиллизированных породах в ореоле окolorудного изменения на жильных месторождениях меди и медных вкрапленных руд, урана, полиметаллов, золота и серебра, ртути, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых. Большое значение имела статья И. Н. Наковника (1957), в которой были суммированы главные особенности аргиллизированных пород, их геологическое положение и связь с рудоотложением. С выходом в свет этой статьи совпала и публикация первых специальных работ отечественных геологов о гидротермальной окolorудной аргиллизации пород (Славская, 1957).

Глава вторая

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ АРГИЛЛИЗАЦИИ ПОРОД

В отличие от высокотемпературных метасоматитов, которым свойственна тесная пространственная и генетическая связь с интрузиями определенного состава, глубинности и периода геологического развития подвижных зон, для аргиллизации характерен несравненно более широкий спектр структурных и геологических условий проявления, что соответствует более широкому и геологически чаще реализующемуся температурному диапазону аргиллизации (450—50° С), а также возможности образования глинистых минералов при изменении пород широкого интервала основности: от ультракислых до ультраосновных.

Считается, что генераторами термальной волны кислотности, проявление которой обязательно для аргиллизации пород, являются только кристаллизующиеся магмы (Д. С. Коржинский, 1969 г.). Увеличение мощности ореолов аргиллизированных пород, а также количества связываемой в метасоматитах воды, наблюдающееся с уменьшением глубинности процесса аргиллизации, позволяет считать, что в эпитермальном и мезотермальном метасоматозе значительное участие принимают метеорные и реликтовые воды. При этом реализуется разная степень пространственной связи ореолов аргиллизированных пород с магматическими массами, являющимися генераторами тепловой энергии и источниками значительной части минерализаторов. Аргиллизированные породы образуются: а) в эндоконтактной и более глубинных частях остывающих интрузий (эндоконтактные ореолы); б) в околоинтрузивном пространстве (экзоконтактные ореолы), в породах фундамента и кровли; в) в вулканогенных толщах вне видимой связи с интрузиями; г) в телемагматической обстановке (в осадочных и метаморфических толщах, на большом удалении от интрузий). Эндоконтактные ореолы аргиллизированных пород вне зависимости от глубинности процесса могут развиваться на фоне предшествующих более высокотемпературных метасоматитов или без них.

Приконтактовые разнотемпературные ассоциации метасоматитов нередко рассматриваются как проявление региональной зональности (Корнуолл) или как звенья эволюционной цепи, связанной с остыванием интрузивных тел. Теоретическая модель эволюции метасоматических процессов в остывающем глубинном магматическом теле разработана Д. В. Рундквистом (1966 г.). Эволюционные ряды метасоматитов грейзеновых месторождений (полевошпатовые метасоматиты → грейзены → аргиллизированные породы) подробно рассмотрены Д. В. Рундквистом, В. К. Денисенко, И. Г. Павловой (1971).

Более приповерхностные эволюционные ряды метасоматитов (андалузит-топаз-глинистые, турмалин-топаз-диомортерит-глинистые) описаны Г. В. Ицкиев (1956) и Э. А. Лазаренко (Е. К. Лазаренко и др., 1963). Однако на многих месторождениях подобных эволюционных рядов не наблюдается; местами устанавливается генетическая связь глинистого изменения пород грейзеновых месторождений с наиболее поздними фазами гранитов. Эндоконтактовая аргиллизация наиболее характерна для порфировых интрузий, а процесс аргиллизации наиболее мощно выражен в вулканогенно-осадочных толщах.

В настоящее время по состоянию знаний об окологрудных метасоматитах могут быть лишь намечены контуры геологических условий проявления аргиллизации. Гидротермальный глинистый метасоматоз отмечается в связи с раннегеосинклинальными колчеданными, медно-молибденовыми (типа Бор), золоторудными, серебро-цинково-цинковыми месторождениями, ассоциирующими с малыми близповерхностными интрузиями кислого — среднего состава. В большинстве случаев аргиллизация отмечается в связи с магматизмом и рудогенезом, следующими за глыбовой тектоникой, в орогенный период развития складчатых областей, в сводово-глыбовых (Е. Д. Карпова, 1966 г.) и автономно активизированных областях (Щеглов, 1964 г., 1966, 1968). Преимущественное проявление аргиллизации в завершающие стадии развития складчатых областей может быть показано на примере территории США.

Рудные месторождения США, образование которых сопровождается окологрудной аргиллизацией пород, приурочены преимущественно к молодому ларамийскому орогеническому поясу Скалистых гор, являющемуся миогеосинклинальной областью. В более древних орогенах — апалачском и невадийском, для которых характерны крупные гранодиоритовые батолиты, окаймленные складчатыми метаморфическими породами (эвгеосинклиналь), совозрастная этим образованиям аргиллизация не известна. В ларамийском поясе Скалистых гор в это время проявились пликтивные и дизъюнктивные нарушения, вулканическая деятельность и малые интрузии.

В ларамийской структуре Северной Америки аргиллизированные породы известны на мезотермальных месторождениях порфирового пояса Передового хребта (палеоген — неоген), приуроченного к крупной зоне разломов, секущих главную ларамийскую структуру. Аргиллизация пород широко проявлена в штатах Аризона и Нью-

Мексико на месторождениях медных вкрапленных руд, приуроченных к интрузиям монзонитов, внедрившихся в ларамийскую орогению в краевую часть плато Колорадо.

Очень широко проявлена околорудная аргиллизация в провинции Сан-Хуан и в системе Бассейнов и Хребтов в связи с эффузивным и интрузивным магматизмом периода глыбовой орогении. Геологическая система Бассейнов и Хребтов представляет собой область широкого развития крутопадающих сбросов, пересекающих невадский и ларамийский орогенические пояса. Образование блоковых разломов началось в раннем олигоцене и продолжается до настоящего времени (Ирдли, 1954).

Преобладающая связь гидротермального глинистого метасоматоза с наименее глубинными вулканогенно-интрузивными формациями Охотско-Ниппонской геосинклинальной области отмечалась М. М. Василевским и В. К. Ротманом (1965).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ГЛИНИСТЫЙ МЕТАСОМАТОЗ ПЕРИОДА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПРОГИБАНИЯ

Сообщения о гидротермальном глинистом метасоматозе в связи с эффузивным и интрузивным магматизмом в период геосинклинального прогиба немногочисленны и касаются колчеданных месторождений СССР, Японии и Филиппин. В некоторых районах предполагается лишь парагенетическая связь колчеданных месторождений с породами спилито-кератофировой формации и доказывается их более тесная связь с послескладчатыми малыми порфировыми интрузиями кислого и основного состава (М. Б. Бородаевская, 1966 г.).

Крупные колчеданные месторождения Японии приурочены к поясу пород спилито-кератофировой формации ранней стадии геосинклинального прогиба и сформировались в миоценовое — раннеплиоценовое время. Третичные колчеданные месторождения рассматриваются как продукты послемагматических процессов в условиях эвгеосинклинального субмаринного вулканизма (Watanabe, Tatsumi, 1966).

Колчеданные руды залегают у кровли риолитовых куполов, перекрытых пирокластическими осадками. К измененным риолитам обычно приурочены прожилково-вкрапленные сульфидные руды, выше их выделяются массивные колчеданные руды («желтые» руды), а над ними расположены богатые полиметаллические руды («черные» руды), согласно перекрытые морскими слоистыми пирокластами (Смирнов и др., 1968). Нижние части залежей рассматриваются как гидротермальные, верхние — как эксгальционно-осадочные. Околорудные изменения японских колчеданных месторождений выражаются в аргиллизации, окварцевании, сульфатизации (А. А. Сидоров, 1967 г.), отмечаются каолинитовые и монтмориллонитовые зоны, сопряженные с хлоритизацией, серицитизацией и окварцеванием (Д. Сато, А. Накамото, 1967 г.). Колчеданное месторождение Багакай

на Филиппинах («черные», «желтые» и «пиритовые» руды) залегает в аргиллизированных породах третичного возраста (С. Сакаи, 1965 г.).

К проявлениям аргиллизации в заключительный период геосинклинального развития относятся аргиллизированные породы о. Кунашир, связанные с поздними фазами вулканизма и приуроченные к липарито-дацитовым куполам конца среднего плиоцена (М. В. Дуничев, 1964 г., 1969 г., Е. Ф. Малеев, 1970 г.). Внутренние зоны ореолов этих аргиллизированных пород с типичной глинистой гидрослюдой вмещают метасоматические полиметаллические руды.

Гидротермальный глинистый метасоматоз известен и на колчеданных месторождениях Урала. Так, на Галкинском месторождении отмечается монтмориллонитизация пород, сопряженная с альбитизацией, хлоритизацией и кварц-серицитовым изменением (Н. Н. Семенова, В. Г. Ершова, 1966 г.). В околорудных породах Красноуральских колчеданных месторождений обнаружен гидротермальный каолинит (Курицына, 1959). Выявление гидротермального глинистого метасоматоза во вмещающих породах колчеданных месторождений осложняется развитием на многих месторождениях зоны окисления, с которой обычно связывается образование глинистых минералов во вмещающих породах.

До сих пор гидротермальный глинистый метасоматоз в околорудных породах колчеданных месторождений не изучен должным образом и взаимоотношения его с другими типами изменений неясны. Г. М. Власов (1966 г.) подчеркивает различия продуктов кислотного гидротермального выщелачивания в ореоле колчеданных месторождений Урала и внутренних дуг Восточной Азии (Камчатка, Курилы, Япония), отмечая, что главным типом околорудного метасоматоза колчеданных месторождений Урала является среднетемпературная пропилитизация.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД В СВЯЗИ С МАГМАТИЗМОМ КОНЦА ГЛАВНЫХ ФАЗ СКЛАДЧАТОСТИ

В пределах ларамийского орогенического пояса Скалистых гор США многие гидротермальные месторождения разнообразного состава ассоциируют с интрузиями, внедрившимися вскоре после главных фаз складчатости. Крупные смятия, связанные со сжатием, установлены в ларамийском поясе в самом конце мела, в палеоцене и эоцене. Интрузии, с которыми связаны рудные месторождения с околорудной аргиллизацией, датируются эоценом (Ирдли, 1954).

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С БАТОЛИТОПОДОБНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

В настоящее время единственным примером околорудной аргиллизации вмещающих пород месторождения, генетически связанного с батолитом, являются измененные породы крупнейшего медно-

мышьякового месторождения Бьютт (США, шт. Монтана). Прежде чем перейти к характеристике геологических условий формирования этого месторождения, необходимо остановиться на некоторых последних данных о батолитах США, содержащихся в работе В. Гамильтона и В. Б. Майерса (W. Hamilton, W. B. Myers, 1967 г.). По их данным гранитные батолиты не расширяются в глубину, а являются сравнительно тонкими (толщина их не превышает нескольких километров). Некоторые батолиты достигают поверхности, причем формирование их сопровождается излиянием эффузивов. Большинство мезозойских и третичных батолитов имеет субэффузивные или вулканические кровельные части, которые размыты у более древних батолитов. Отмечено, что хотя наиболее крупные батолиты приурочены к эвгеосинклиналям, известны батолиты и в миогеосинклиналях, на платформах и в океаническом обрамлении островных дуг.

От невадского орогенического пояса (эвгеосинклинали) Кордильерской геосинклинали в направлении к Северо-Американской платформе наблюдается постепенное уменьшение размеров батолитоидных интрузий и омоложение их возраста. К западу от батолита Боулдер расположен более ранний огромный батолит Айдахо (Ирдли, 1954). Батолит Боулдер шириной 32 км и длиной 97 км является меловым — эоценовым и расположен в миогеосинклинальной области орогенического пояса (ларамийская орогения). Как отмечают многие исследователи, ларамийская деформация пояса Скалистых гор менее глубинна, чем деформация Тихоокеанского пояса, поэтому рудные месторождения ларамийского цикла, даже связанные с батолитовыми интрузиями, обладают чертами относительно небольших глубин. О небольшой глубине формирования батолита свидетельствует наличие субэффузивных фаций в его кровельной части (W. Hamilton, W. B. Myers, 1967 г.).

По данным А. Нопфа (A. Knopf, 1964 г.), батолит Боулдер состоит из пяти интрузивных тел, возрастной интервал образования которых составляет 7—8 млн. лет. Возраст гранодиоритов главной фазы около 78 млн. лет, кварцевых монцонитов 74 млн. лет, а гранитов — около 70 млн. лет. Магматическая деятельность и сопутствующая ей минерализация связываются с пересечением главного пояса деформаций северо-западной зоной крутопадающих сколов сбросов. Жилы месторождения Бьютт в краевой апикальной части батолита Боулдер залегают в серицитизированных и аргиллизированных кварцевых монцонитах (Sales, Meyer, 1950) и образовались после внедрения даек кварцевых порфиров, до полного затвердевания батолита, являвшегося источником гидротермальных растворов (R. H. Sales, 1954 г.). Аргиллизированные породы, помимо рудного поля Бьютт, известны также на полиметаллических с настураном месторождениях более ранних, чем жилы Бьютт (P. Billingsley, J. A. Grimes, 1918 г.).

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД В СВЯЗИ С ПОРФИРОВЫМИ ИНТРУЗИЯМИ КОНЦА ГЛАВНЫХ ФАЗ СКЛАДЧАТОСТИ

Многие сообщения об аргиллизации вмещающих пород относятся к району Передового хребта в шт. Колорадо, где расположены хорошо известные полиметаллические, вольфрамовые и урановые месторождения. Геологическая история Передового хребта описана В. С. Барбанком (W. S. Burbank, 1933 г.), Т. С. Лаврингом (T. S. Lovering, 1937 г.), Т. С. Лаврингом и Е. Н. Годдардом (T. S. Lovering, E. N. Goddard, 1950 г.). В Передовом хребте раннеларамийское горообразование проявилось в течение позднего палеоцена и завершилось заложением надвигов и сбросов северо-западного направления. Несколько позже появились сбросы восточного и северо-восточного простирания.

Главнейшие рудные месторождения Передового хребта связаны с эоценовым «порфировым поясом», секущим ларамийскую структуру северо-западного направления. Мелкие интрузивные тела, сосредоточенные в пределах узкого пояса, прослеживаются от юго-западного угла шт. Колорадо через горы Сан-Хуан, Передовой хребет к Боулдер-Сити, будучи приуроченными к ослабленной зоне северо-восточного направления. Большая часть интрузивных пород является средними или кислыми полнокристаллическими порфирами, по составу варьирующими от роговообманковых диоритов до биотит-кварцевых монцонитов. Маломощные различные по составу дайки имеют фельзитовую или стекловатую текстуру.

По мнению Т. С. Лавринга (Lovering, 1933, стр. 17), «минерализация последовала за интрузиями эоценовых порфиров. Свинцово-серебряные месторождения Ледвилла, железо-цинковые Гилмена, молибденовые месторождения Клаймакса, свинцово-серебряные месторождения Монтесумы, Силвер-Плама и Джорджтауна, золотые месторождения Гиллин Коунти и вольфрамовые месторождения Недерланд были образованы в это время».

Возраст интрузивных тел и ассоциирующих с ними месторождений возрастает по направлению к юго-западу. Наиболее ранней является свинцово-цинк-серебряная минерализация, тяготеющая к монцонитовым интрузиям юго-запада; в северо-восточных районах с дайками биотитовых латитов связаны теллуридовые руды, а ферберитовые жилы округа Боулдер возникли после внедрения даек лимбургитов.

Среднетемпературные месторождения, расположенные на юго-западе порфирового пояса, на северо-востоке сменяются низкотемпературными. Вблизи Ледвилла порфировый пояс пересекает зону интенсивной ларамийской орогении. В этой области, насыщенной интрузиями, расположены крупные рудные районы, в том числе район Клаймакс. Докембрийские граниты этого района пересечены дайками порфиров, похожих на дайки Передового хребта, поэтому руды Клаймакса А. М. Бэтман (A. M. Bateman, 1950 г.) рассматривает как высокотемпературный вариант эоценовой минерализации

пояса Ледвилл — округ Боулдер. Гидротермальное глинистое изменение известно в пределах всего этого района, в том числе и в районе Клаймакс. А. Д. Щеглов (1968) связывает минерализацию этого района с процессами автономной активизации.

Аргиллизация вмещающих пород широко проявлена на месторождениях медных вкрапленных руд в штатах Аризона и Нью-Мексико. По мнению Ф. С. Тюрнора (1959 г.), отложение меди в этих провинциях происходило в течение нескольких металлогенических эпох и точный возраст некоторых месторождений неизвестен. Большая часть месторождений связана с ларамийскими интрузиями. В породах нижнего структурного этажа имеются докембрийские месторождения, а в позднегеретичных вулканических породах залегают эпitherмальные золото-серебряные месторождения. Дж. Б. Тенни (J. B. Tenney, 1930 г.) предполагает, что глыбовые горные хребты этих провинций образовались в ларамийскую орогеническую фазу за счет краевой части плато Колорадо, представлявшей собой край геосинклинали.

Медные месторождения с аргиллизированными вмещающими породами относятся к вкрапленному типу и залегают в кварцевых монзонит-порфирах штокообразной формы, рассматривающихся как купола залегающего ниже плутона, и расположены вдоль главной зоны надвига нижнетретичного возраста. В районах Суперьор — Майами-Глоб и Моренси — Метхалф интрузивные тела и рудоносные трещины расположены вкост простираания главной ларамийской структуры.

Месторождения, ассоциирующие с монзонитовыми интрузиями, залегают в меловых или более древних породах и отделены от вышележащих кислых вулканических пород большим несогласием. Предполагается небольшая глубина формирования месторождений (А. Локк, 1937 г.).

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД В СВЯЗИ С ЭФФУЗИВНЫМ И ЭКСТРУЗИВНЫМ МАГМАТИЗМОМ ЗАВЕРШАЮЩИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ЗОН

В настоящее время только некоторые вулканические цепи геосинклинальных зон рассматриваются как образования послеинверсионных стадий развития геосинклиналей. Во многих случаях предполагается наложенный активизационный характер субаэрального вулканизма в областях геосинклинального развития, связь вулканизма и рудных концентраций с глубинными разломами (М. И. Ициксон, 1959 г., 1964 г.; М. И. Ициксон, Е. Т. Шаталов, 1966 г.; М. И. Ициксон, Л. И. Красный, 1962 г., 1970 г.). Расшифровка природы вулканогенных структур, связанных с блоковой тектоникой, следующей непосредственно за складчатостью, не всегда однозначна.

Проявление вулканизма и связанной с ним аргиллизации орогенного периода можно предполагать, в частности, для Карпатской и Северо-Американской геосинклиналей.



Зона Внутренних Карпат в неогене расчленилась на Карпатскую область поднятия, Закарпатский внутренний прогиб и Паннонский (Венгерский) срединный массив. В Закарпатском прогибе выделяются вулканические зоны: плиоценовая Выгорлат-Гутинская, граничащая с Карпатской складчатой областью, и миоценовая, проходящая по краю Венгерского срединного массива через Береговское Холмогорье и Вышковский район (Э. А. Лазаренко, 1966 г.).

В Береговском Холмогорье аргиллизированные породы и ассоциирующие с ними руды приурочены к толще липаритовых туфов, прорванных липаритовыми куполами. Околотрецинный метасоматоз в туфах захватывает значительные площади и приводит к образованию на поверхности каолинит-алушит-кварцевой сольфатарной шляпы, а на глубине — аргиллизированных пород. По данным М. Ю. Фишкина и др. (1967 г.), абсолютный возраст липаритов и измененных пород определяется интервалом 12,5—15 млн. лет. Изменение пород такого же типа наблюдается в районе Бая-Маре (Румынская Народная Республика), где оно сопровождается полиметаллическую и золото-серебряную минерализацию (Урдя и Радулеску, 1965). В Вышковском районе аргиллизация проявилась вдоль зон разломов в малых интрузиях гранодиорит- и диорит-порфиров и сопровождается золотой и ртутной минерализацией.

Измененные андезиты и их туфы Выгорлат-Гутинской гряды пространственно связаны с куполами андезито-дацитов. Здесь наблюдается наложение аргиллизации на предшествующее ему грейзеноподобное изменение пород.

В Северной Америке известны многочисленные месторождения золотых и золото-серебряных руд в аргиллизированных эффузивных породах и экструзиях в связи с послеларамийскими блоковыми структурами. В провинции Сан-Хуан, помимо месторождений эоценового возраста, рассматривающихся В. Барбанком (W. S. Burbank, 1933 г.) как юго-западное продолжение минерального пояса Передового хребта, крупные месторождения золотых и золото-серебряных руд залегают в миоценовых эффузивах и ассоциирующих с ними интрузиях. Гидротермальное глинистое изменение широко проявлено, в частности, в районе Ред-Маунтин, в ассоциации с залежами медно-серебряной руды (Burbank, 1950). Поле аргиллизированных пород месторождения Голдфилд (шт. Невада, США) находится в районе с широким развитием послеларамийских эффузивных и экструзивных пород миоценового и плиоценового возраста, приуроченных к зонам блокового сбросообразования, наложенного на ранние невадийские и ларамийские геосинклинальные структуры.

Околорудная аргиллизация пород очень характерна для андезито-липаритовых вулканических цепей (Сг — Рg) в пределах Чукотской, Верхояно-Колымской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, геосинклинальное развитие которых закончилось в меловое время. К полям аргиллизированных эффузивов с сольфатарными шляпами кварц-алушитового состава приурочены золото-серебряные, ртутные и полиметаллические месторождения. Обычно этот комплекс изме-

ненных пород именуется вторичными кварцитами и пропилитами (Н. П. Аникеев и др., 1965 г., Л. Н. Пляшкевич, А. А. Сидоров, 1965 г.). В работах Е. К. Устиева (1959 г.), М. И. Ицксона (1959 г.), М. И. Ицксона и Л. И. Красного (1962 г.) вулканогенные цепи упомянутых систем объединены в Восточно-Азиатский вулканический пояс («риолитовую линию»), рассматривающийся как активизационный и связанный с другими планетарного масштаба процессами развития Тихоокеанской впадины.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Гидротермальное глинистое изменение пород обнаружено в рудных полях стратиформных месторождений: в урановых плато Колорадо и свинцово-цинковых долины Миссисипи.

Стабильная глыба плато Колорадо, обрамленная орогеническими поясами Кордильер, является областью развития осадочных пород палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, залегающих почти горизонтально на докембрийских кристаллических и метаморфических породах. Глыба эта рассматривается обычно как блок Северо-Американской платформы, отчлененный от нее орогеническими процессами Кордильерской складчатой области. Колорадское плато представляет собой жесткий центр в зоне ларамийских деформаций. В пределах плато выделяется ряд областей: 1) центральная куполовидная область с мелкими куполами; 2) обрамляющая ее со всех сторон область впадин; 3) зоны краевых поднятий на границе с ларамийскими орогеническими поясами; 4) поля лавовых покровов в краевых частях плато (вулканическое поле Высоких Плато, вулканическое поле Сан-Франциско, лавовое поле Датил, вулканическая зона Маунт-Тейлор). В центральной части плато имеются лакколиты и широкие антиклинали. В некоторых участках отложения под влиянием лакколитовых интрузий смяты в складки, но более обычны разрывные нарушения.

Структурные элементы плато сформировались в период ларамийской орогении. К этому же периоду (к раннетретичному времени) относится и медно-урано-ванадиевая минерализация в осадочных породах плато, встречающаяся по всему разрезу — от отложений перми до эоцена. Промышленные месторождения сосредоточены в отложениях юры (горизонт Уестготер формации Моррисон и свита Солт Уош) и триаса (формации Чинл и Шайнарамп).

Магматическая вулканическая деятельность на плато Колорадо выражена интрузиями и эффузиями. Интрузии образуют штоки и лакколиты средних размеров в центральной и восточной частях плато. Вулканические экструзии характерны для западной, южной и восточной окраин; возраст их триасовый, но есть и четвертичные покровы. Широко развиты на плато туфовые конусы, базальтовые некки, дайки, силлы, диатремы, брекчиевые трубки взрыва, «кремнистые некки».

Большинство месторождений урана сконцентрировано в центральной части купола плато Колорадо, в области развития мелких куполов и поднятий. П. Ф. Керр и М. Б. Джекобс (Kerr, Jacobs, 1964) отметили кольцеобразное размещение урановых залежей по отношению к центрам извержений: 1) в шт. Нью-Мексико урановое месторождение Амброзио-Лейк находится к западу от вулканической горы Тейлор, а к востоку от нее расположено месторождение Джекпайл; 2) месторождение Офан (шт. Аризона) обнаружено к северо-западу от вулканического центра Сан-Франциско, а месторождение Камерон — к востоку от него; 3) к западу от вулканических гор Ласаль находятся месторождения антиклинали Лисбон-Велли (шт. Юта), образующие серповидный пояс; аналогичная картина наблюдается в районе Ураван (шт. Колорадо). Е. В. Рейнхардт (E. V. Reinhardt, 1963 г.) заметил, что в минерализованном поясе Ураван рудные тела падают относительно стратиграфического горизонта к внутренней стороне пояса, в направлении к штокам лакколитов.

Е. В. Рейнхардт связывает образование урановых месторождений с растворами, отделившимися от магмы, из которой образовались лакколиты. Он предполагает, что внедрение магматических масс вызвало образование разрывов, расположившихся веером вокруг интрузивных центров. Разрывы, хорошо заметные в прочных породах фундамента, проявляются в мягких осадочных породах в виде тонких трещин, почти не различимых, если они не минерализованы. Термальные растворы перемещались под небольшим углом по отношению к штоку и прежде чем достичь песчаников Шинарам переместились в горизонтальном направлении на 14—16 км. В. МакКелви, Д. Эверхарт и Р. Гаррелс (1959 г.) также указывали, что источником растворов на плато Колорадо служат, по-видимому, глубинные магматические очаги, с которыми связано образование лакколитов.

В пределах рудоносных площадей минерализация нередко контролируется разрывными нарушениями, как, например, в районе Моаб (шт. Юта), зонами обрушения (гора Темпл, шт. Юта; район месторождения Камерон, шт. Аризона). Залежи руды повсеместно сопровождаются изменением вмещающих пород, выражающемся в окварцевании, карбонатизации и главным образом в глинистом изменении. Руды, содержащие уранинит, были найдены более чем на 30 участках; уранинит обычно сопровождается пиритом, медьсодержащими сульфидами и асфальтитами. В некоторых местах совместно с уранинитом обнаружены алунит, гематит, флюорит, кобальтовые и мышьяксодержащие минералы. Возраст минерализации раннетретичный. Магматическую деятельность, образование куполовидных поднятий, разрывных нарушений и урановых месторождений в пределах плато можно рассматривать как обусловленные процессом «отраженной» активизации в связи с развитием кордильерской геосинклинали.

Глинистое изменение вмещающих пород известно в районе Висконсин — Иллинойс в связи с залежами цинково-свинцовых руд

в палеозойских известняках и доломитах. В этом и соседнем районе Три-Стейт оруденелые зоны контролируются структурами, возникшими при слабых деформациях. Слабое изгибание пластов вызвало послонные сдвиги и крутопадающие сбросы с незначительным смещением. Минерализованные крутопадающие сколовые зоны развиты вдоль флексуридных структур, пологопадающие минерализованные зоны приурочены к плоскостям наложения. Рудоконтролирующие структуры свинцово-цинковых месторождений долины Миссисипи обнаруживают связь с региональными структурными элементами. Некоторые зоны скола района Три-Стейт располагаются в пределах крупной грабенообразной сбросовой зоны Майами. В купольной области центральной долины Миссисипи имеются криптовулканические структуры с дайками на прилегающих площадях (Ирдли, 1954).

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛАСТЕЙ АВТОНОМНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Области автономной активизации в настоящее время рассматриваются как структурный элемент, равнозначный платформам и геосинклиналям (Щеглов, 1968). В этих областях аргиллизация вмещающих пород известна на разнообразных по составу средне-низкотемпературных гипабиссальных и приповерхностных рудных месторождениях (Щеглов, 1964 г., 1966, 1968; Ю. В. Казицын и др. 1965 г.). В пределах зон активизации срединных массивов аргиллизация упоминается в связи с урановыми, полиметаллическими, флюоритовыми и баритовыми месторождениями (Армориканский, Центрально-Французский, Чешский массивы, Корнуолл, Испанская Месета).

Примером активизированной складчатой области с рудными месторождениями, для которых характерна аргиллизация, являются Алтай и Забайкалье. В пределах палеозойских гранитных массивов Восточного Забайкалья, занимающих огромные территории, выявлены протяженные на сотни километров зоны смятия и сопряженные с ними крупные разломы, к которым приурочены магматические образования юрского — мелового возраста и угленосные депрессии того же возраста, выполненные вулканогенно-осадочными породами. Аргиллизированные породы пространственно приурочены к меловым и юрским штокам гранит-порфиров, гранитов, дайкам и участкам развития покровов молодых эффузивов. С процессами гидротермального глинистого изменения сопряжено образование золото-серебряных, молибденовых, мышьяковых, сурьмяно-ртутных, флюоритовых и гематитовых рудопроявлений.

По данным А. О. Розенцвита (1960), процессы аргиллизации проявляются, как правило, в пограничной области между жесткими массивами и молодыми депрессиями. Такое же положение занимают флюоритовые месторождения Усуглинской группы (А. Т. Соловьев,

Н. В. Струве, 1959 г.), залегающие в аргиллизированных породах. В последние годы было выявлено широкое развитие процессов аргиллизации вулканогенно-осадочных пород депрессий верхнеюрского-мелового возраста, причем зоны гидротермального глинистого изменения прослеживаются и в гранитном фундаменте депрессий по круто- и пологопадающим разломам, образуя оторочку около кварцевых и кварц-карбонатных жил. Наиболее четко гидротермальная природа глинистого изменения осадочных пород депрессии выражена в районе Балейского золоторудного месторождения (Петровская и др., 1961).

ГЛУБИНА ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ АРГИЛЛИЗАЦИИ ПОРОД

Расчеты величины эрозионного среза в районах рудных месторождений, залегающих в аргиллизированных породах, позволяют предположить, что вертикальный диапазон проявления аргиллизации превышает 3000 м. В Передовом хребте (США) оценка эрозионного среза производилась многими геологами, причем результаты получались сопоставимыми. В юго-западной части минерального пояса Передового хребта (районы Ледвилл, Брекенридж, Монте-сума) по подсчетам В. Г. Эммонса и В. Линдгрена (1935 г.) месторождения, сопровождающиеся глинистым изменением пород, образовались на глубине около 3 км, а в провинции Клер-Крик (районы Джорджтаун, Централ-Сити) величина эрозионного среза оценивается С. Беллом (В. Линдгрена, 1935 г.) в 1700 м, тогда как Е. В. Тукер (Тоокег, 1963) допускает вдвое большее значение глубины отложения руд (1,5—3 км). В северо-восточном окончании минерального пояса (округ Боулдер) глубина эрозии по единодушному мнению менее значительна, чем на юго-западе, и оценивается Т. С. Лаврингом в 500—700 м (Lovering, 1941).

Достоверность такой оценки подтверждается различиями в структурах и составе месторождений юго-западной и северо-восточной частей минерального пояса Передового хребта. В юго-западной части преобладают тяжелые сульфидные руды замещения, в средней части минерального пояса появляются друзовые текстуры, а в Боулдер-Коунти жилы теллуридов и вольфрама друзовой и полосчатой текстур близки к эпитермальным. Параллельно изменению глубины отложения руд с юго-запада на северо-восток претерпевает изменение и состав околорудных пород. На юго-западе гидротермальное глинистое изменение проявлено слабо и представлено ореолами гидрослюд, тогда как на северо-востоке ореолы глинистого изменения пород более значительны и более богаты минеральными видами.

Т. С. Лавринг (Т. S. Lovering, 1958 г.) рассчитал величину давления в районе Гилмен (шт. Колорадо), где известна гидротермальная аргиллизация известняков. Эти расчеты в переводе на литостатическое давление дают значения от 1,6 до 4,8 км.

В большинстве случаев глубина формирования эпитермальных золото-серебряных месторождений, залегающих среди пропилити-

зированных и аргиллизированных пород, незначительна. Так, глубина образования верхней части месторождения Голдфилд (США), по мнению В. Линдгрена (1935 г.), не превышает нескольких сотен метров. Р. Д. Харвей и К. Дж. Виталино (Harvey, Vitalino, 1964) допускают, что изменение пород происходило и на поверхности. Аргиллизированные породы прослеживаются на глубину более 300 м от современной поверхности. Столь же незначительна глубина формирования ртутных месторождений. Б. В. Мерлич (1957 г., 1958 г.) оценивает глубину эрозионного среза на ртутных месторождениях Вышковского района в Закарпатье интервалом 200—600 м. Аргиллизированные породы на месторождении Большой Шаия прослеживаются на глубину более 200 м от современной поверхности.

В. Г. Хомич и С. В. Чеглоков (1966 г.) на основе стратиграфического расчленения пород БалеЙского грабена определяют глубину формирования верхней части золоторудных тел в 150—200 м.

Глубина формирования месторождений медных вкрапленных руд, в ореоле измененных пород которых часто наблюдается интенсивное глинистое преобразование, составляет 1—1,5 км. На Коунрадском месторождении максимальная глубина распространения аргиллизированных пород от поверхности в период формирования месторождения не на много превышала 1 км (Наковник, 1963₁).

Многие телетермальные месторождения, залегающие среди аргиллизированных пород, образовались, вероятно, на значительной глубине. Обсуждая интервал глубины образования урановых руд плато Колорадо, В. Мак-Келви, Д. Эверхарт и Р. Гаррелс (1959 г.) считают, что если принять верхнемеловой возраст руд, то месторождения образовались под покровом пород мощностью 1,5—3 км.

В поверхностных и приповерхностных условиях происходит аргиллизация пород в связи с внедрением экстрезий и малых интрузий в толщи вулканогенных пород с предшествующим аргиллизацией высокотемпературным изменением пород контактового ореола. Г. В. Ициксон (1956) описала случай грейзеноподобного изменения пород и последующей их каолинизации в связи с внедрением порфирового штока на глубине около 200 м от поверхности. Сходную ассоциацию измененных пород описали Е. К. Лазаренко и Э. А. Лазаренко (1963, 1965) в Выгорлат-Гутинской вулканической гряде в Закарпатье, где, по их мнению, эрозия с момента изменения пород местами не превышает 50 м. Хорошо известны аргиллизированные породы, образующиеся на поверхности в районе действия сольфатар, фумаролл и горячих источников на Камчатке, Курильских островах, в Японии, Новой Зеландии, Италии, США и в других районах.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ИНТЕРВАЛ ФОРМИРОВАНИЯ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Широко распространенное мнение об образовании гидротермальных глинистых минералов при исключительно низких температурах неправильно. При оценке температур процесса аргиллизации могут

быть использованы следующие источники: 1) термометрические измерения в областях современной гидротермальной деятельности, на поверхности и, что особенно важно, в скважинах; 2) эксперименты по гидротермальному синтезу минералов; 3) определения температур образования минералов жил, залегающих в аргиллизированных породах.

Сведения о температурах разведанных на глубину систем термальных источников, деятельность которых сопровождается гидротермальным глинистым изменением пород, приводятся в сводных работах Д. Е. Уайта (D. E. White, 1955 г.), П. Ф. Керра (Kerr, 1957) и С. И. Набоко (1963). Измеренная К. Н. Феннером (C. N. Fenner, 1936 г.) температура на глубине 80 и 122 м в бассейнах Норрис и Верхнего Гейзера (Йеллоустонский национальный парк, США, шт. Вайоминг) оказалась равной соответственно 180 и 205° С. В бассейне Норрис главными продуктами изменения пород являются каолинит, монтмориллонит, тридимит, кристобалит. В источнике Стимбот-Спрингс (США, шт. Невада) на глубине 47 м температура 138° С (W. W. Brannock, 1948 г.), а на глубине 122 м — 172° С (D. E. White, 1955 г.). В измененных породах близ этого источника обнаружены минералы группы каолинита, гидрослюда, монтмориллонит и хлорит.

В районе горячих источников Салфер-Бэнк (США, шт. Калифорния), деятельность которых вызывает глинистое изменение пород, на глубине 19 м зарегистрирована температура 80° С. В Уаираки (Новая Зеландия) в скважине была отмечена температура 213° С. Изменения пород в этом районе выражаются в каолинизации и монтмориллонитизации и адуляризации в ассоциации с гидрослюдой на глубине (Steiner, 1953). Температура горячих вод и газовых струй на фумарольно-сульфатарных полях Камчатки и Курильских островов, по данным С. И. Набоко (1963), близка к 100° С.

Данные по гидротермальному синтезу глинистых минералов показывают, что каолинит образуется при температуре 400° С, а монтмориллонит — при 300° С (Noll, 1936). По данным Р. Роя и О. Татла (1958), в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ каолинит устойчив при температуре 400° С, а монтмориллонит даже до 420° С. Дж. В. Грюнер (J. W. Gruner, 1939 г.) подтверждает образование каолинита при 300—350° С при значительном избытке калия в растворах; Р. Г. Эвелл и Г. Инслей (R. H. Ewell, H. Jnsley, 1935 г.) получили нонтронит при 350° С. Д. М. Рой и Р. Рой (D. M. Roy, R. Roy, 1955) показали, что в гидротермальной системе с магнием монтмориллонит появляется при температуре ниже 480° С. Л. Б. Сэнд, Р. Рой и Е. Ф. Осборн (L. B. Sand, R. Roy, E. F. Osborn, 1953 г.) установили, что максимальная температура распада натриевого монтмориллонита равна 450° С. Многочисленные более поздние эксперименты подтверждают эти наблюдения. Такие минералы, как галлуазит и аллофан, образуются, вероятно, при низких температурах и давлениях в системе $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Р. Е. Грим, 1956 г.).

Результаты, близкие к вышеприведенным значениям температур синтеза глинистых минералов, получены для температур образования кварца и рудных минералов жил, залегающих в аргиллизированных породах. Для полиметаллического месторождения Бнели-Хеви определены температуры гомогенизации структур распада твердых растворов, термического выцветания кварца и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце. Все эти методы термометрии показали значения температур, близкие к 400°C (В. Г. Гогишвили, Т. Г. Зулиашвили, 1959 г.). Медные руды месторождения Мосабхони (Индия) по данным изучения содержания элементов-примесей в рудных минералах образовались при температуре $325-490^{\circ}\text{C}$. Вероятно, аргиллизация вмещающих эти руды пород происходила при температуре 350°C (Rao, 1964; Gupta, 1965). В районе Хелен Кляйм температура аргиллизации по данным изотопного анализа «... была выше 200°C , возможно выше 300°C » (Lovering, Shepard, 1960_{1,2}).

Т. Г. Лавринг (T. G. Lovering, 1958 г.) определил температуру гидротермального изменения и рудоотложения на месторождении Гилмен (шт. Колорадо). В этом районе изменение пород выражается в ранней обширной доломитизации (темный доломит), образовании «збрового» доломита в окрестностях рудных месторождений и рудо-сопровождающем глинистом изменении доломита. На основании изучения минеральных ассоциаций и последовательности их отложения, а также структур распада, содержания железа в сфалерите, по пиритовому термометру, температурам гомогенизации двухфазных жидких включений и термолюминисценции доломита Т. Г. Лавринг пришел к выводу, что ранняя доломитизация протекала при температуре около 250°C , первая стадия рудообразования — при температуре $500-600^{\circ}\text{C}$, а растворы последующих стадий охлаждались до температуры ниже 150°C .

По данным Е. В. Тукера (Tooker, 1963), в районе Айдахо-Спрингс — Централ-Сити (США, шт. Колорадо) максимальная температура образования сфалерита в центральной рудной зоне равна 620°C , а в периферической понижается до 380°C . Аргиллизированные породы известны в обеих рудных зонах. Температуру образования руд провинции Боулдер (США, шт. Колорадо), содержащих сфалерит, галенит, тетраэдрит, миаргирит, полибазит, отложившихся после ферберита и залегающих в аргиллизированных породах, оценивают в $200-300^{\circ}\text{C}$ (Lovering, 1941).

Р. Д. Харвей и К. Дж. Виталино (Harvey, Vitalino, 1964) путем расчетов установили, что на месторождении Голдфилд температура образования алунит-кварцевых пород, залегающих среди аргиллизированных андезитов и дацитов, равна 300°C . На золоторудном месторождении Бая-Маре (РНР) температура образования жил оценивается интервалом $160-210^{\circ}\text{C}$ (М. Савул, В. Помырляну, 1965 г.).

А. М. Абдель-Гавард и П. Ф. Керр (Abdel-Gaward, Kerr, 1965) по сумме признаков определили температуру образования урано-

органических руд в районе поднятия Сан-Рафаэл (США, шт. Юта), залегающих в аргиллизированных песчаниках, интервалом 100—350° С. Кальцит свинцово-цинковых месторождений долины Верхней Миссисипи, для которых описано глинистое изменение пород, образовался в интервале 46—121° С (А. J. Erickson, 1965 г.).

Во внутренних зонах аргиллизированных пород высоко-среднетемпературных рудных месторождений обнаружены значительные количества гидрослюда 2 М, которая, по данным Х. С. Йодера и Х. П. Эйгстера (Yoder, Eugster, 1955), образуется выше 200° С.

Руды Балейского месторождения, содержащие примесь глинистых минералов и залегающие в аргиллизированных породах, образовались в интервале 285—75° С (Ю. В. Ляхов, Н. И. Мязь, 1966 г.; Ю. В. Ляхов, 1967 г.), с градиентом в 3—7° С на 100 м по простиранию и 19—21° С на 100 м по падению (Ю. В. Ляхов, 1966 г.).

Е. Ф. Малеев (1962 г.) и Е. К. Лазаренко и др. (1963) сообщили о температурах образования руд Закарпатья, залегающих в аргиллизированных породах. Ртутные руды образовались в интервале 60—120° С, теллуро-висмутовые — при 60—188° С, свинцово-цинковые в диапазоне 200—300° С, а мышьяково-сурьмяные — при температуре 80—220° С. Н. Г. Головченко (1966 г.) определил температуру формирования ртутных руд Закарпатья 110—105° С.

Исходя из принятой сейчас классификации гидротермальных месторождений по температуре образования (высокотемпературные 500—300°, среднетемпературные 300—200°, низкотемпературные 200—50° С; Татаринов, 1963), можно заключить, что процесс аргиллизации пород, верхний температурный предел которого равен 450° С, в соответствии с этой классификацией может сопутствовать образованию средне-, низко- и высокотемпературных месторождений.

Необходимо учитывать температурный градиент в системе вмещающая порода — раствор относительно подводящего канала, в силу которого внешние зоны аргиллизированных пород формируются при более низких температурах, чем прилегающие к жилам внутренние зоны. Об этом свидетельствует обнаруженная в аргиллизированных породах многих месторождений смена низкотемпературных полиморфных модификаций гидрослюдов более высокотемпературными по мере приближения к жилам. Так в аргиллизированных породах месторождения Голдфилд во внешней части ореола аргиллизированных пород определена гидрослюда 1 М_d (наиболее низкотемпературная модификация); по мере приближения к жилам она сменяется гидрослюдой 1М, которая в непосредственной близости от жил сменяется гидрослюдой 2М (Harvey, Vitalino, 1964). Обращает на себя внимание и тот факт, что в измененных породах с высоко- и среднетемпературной минерализацией в природной зоне широко развит серицит, образующийся при более высоких температурах, чем гидрослюда.

ФОРМА И РАЗМЕРЫ ОРЕОЛОВ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Эродированные ореолы мезотермальных месторождений имеют линейную форму с симметричным строением. Форма их более верхних частей неизвестна. В ореолах измененных кислых — средних пород близповерхностных месторождений, слабо затронутых эрозией, аргиллизированные породы расположены в нижней части разреза (рис. 1). Над аргиллизированными породами обычно находится «сульфатарная шляпа» вторичных кварцитов, состоящая из окварцованных (А), алунитизированных (Б) и каолинизированных (В) пород с вертикальной зональностью. На бедных сульфидами рудных месторождениях алунитизированные породы часто отсутствуют. Ореол аргиллизированных пород обычно имеет конусовидную форму в поперечных сечениях и линзовидную в плане с симметричным расположением разных минеральных зон. В самом общем виде ореол аргиллизации расчленяется на внешнюю зону (1), промежуточную (2) и внутреннюю (3), содержащую рудное тело. Зональность в сечениях, перпендикулярных жилам или продольной оси ореола, называется горизонтальной, или боковой. Границы зон, отличающихся составом метасоматических минералов и количеством реликтовых, в средней части ореола параллельны рудным жилам. Количество зон варьирует в широких пределах: от одной до шести — семи.

В сохранившихся от размыва ореолах измененных основных пород «сульфатарная шляпа», как и нижняя конусовидная часть ореола, часто состоит главным образом из метасоматических глинистых продуктов и тогда весь ореол изменения пород называется ореолом аргиллизации. Во вскрытых эрозией рудных полях среднетемпературных месторождений обычно сохраняется только нижняя часть ореола собственно аргиллизированных пород.

Контуры рудных полей в первом приближении совпадают с контурами полей аргиллизированных пород, форма и строение которых определяются структурой поля и обычно узором разрывных нарушений. Поле аргиллизированных пород складывается из отдельных ореолов. Серия рудных тел или структур, контролировавших фильтрацию растворов, соответствует сериям ореолов, разделенных блоками

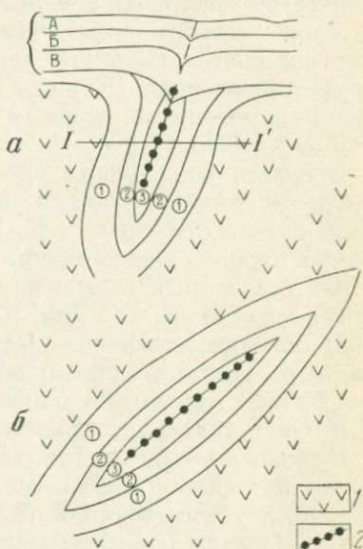


Рис. 1. Строение ореола измененных пород в разрезе (а) и плане сечения 1—1' (б)

1 — неизмененные породы; 2 — рудное тело. А, Б, В — зоны приповерхностной части ореола; 1, 2, 3 — зоны ореола аргиллизированных пород

неизменных или слабо измененных пород, либо соприкасающихся общими более внутренними зонами. Площадное развитие аргиллизированных пород, характерное для приповерхностной обстановки, определяется двумя факторами: большим количеством сближенных трещин и проницаемостью пород. Детальное картирование участков площадной аргиллизации позволяет выявить в их пределах большое количество зональных ореолов, обособленных или перекрывающихся. На современных сольфатарных полях ореолы аргиллизации также контролируются системой разрывных нарушений и трещин. Сами сольфатарные поля (Курильские острова, Вайракей в Нов. Зеландии) приурочены к крупным разломам (Е. П. Мархинин, 1956 г.; Grindley, 1965).

В некоторых случаях ореол аргиллизации пород как будто бы контролируется контактом интрузии с вмещающими породами. Такие случаи отмечают Г. М. Власов и М. М. Василевский (1954 г.), причем процесс аргиллизации рассматривается как автометаморфический, связанный с выделением растворов при кристаллизации и остывании магмы. Х. Дж. Киш и Г. Х. Тейлор (Kisch, Taylor, 1956) описали изменение силла андезитового порфирита в «белый трапш» на контакте с углем; порфирит каолинизирован, уголь превращен в кокс. Авторы объясняют каолинизацию породы воздействием на нее летучих, выделившихся из интрузии, и погонами из угля.

В рудных полях многопластовых телетермальных месторождений также выявляется множество ореолов аргиллизированных осадочных пород с симметричной относительно рудных тел боковой зональностью. Ореолы пологолежащие, сменяют друг друга по вертикали, зональность их воспринимается как вертикальная симметричная.

Под мощностью ореола понимается сумма мощностей серии зон от внешней до внутренней со стороны одного бока жилы или продольной осевой плоскости ореола. Ширина ореола равна сумме мощностей зон со стороны висячего и лежащего боков. Мощность ореолов зависит от глубинности процесса аргиллизации, в ряде случаев от мощности вмещаемых жил и от физических свойств материнских пород. Наиболее узкие ореолы наблюдаются на среднетемпературных мезоабиссальных месторождениях, залегающих в интрузивных и метаморфических породах; мощность оторочек измененных пород на таких месторождениях не превышает первых метров.

Мощность ореолов аргиллизации на среднетемпературных молибденовых месторождениях Забайкалья составляет 2—5 м, около мезоабиссальных полиметаллических жил Передового хребта (США) в среднем 1—3 м, возрастая до 10—20 м в менее глубинных условиях северо-восточной части района. На гипабиссальном уровне мощность ореола 50—100 м около одиночных жил (Верхне-Олекминское рудное поле). В приповерхностных условиях мощность ореола аргиллизированных интрузий увеличивается до 150—200 м около одиночных жил (Большой Шаян в Закарпатье), а в аргиллизированных излившихся породах (липариты, дациты, андезито-базальты) нередко превышает 300—400 м. Мощность ореолов аргиллизации

в туфах достигает многих сотен метров, что нередко дает повод говорить о площадной региональной аргиллизации.

Е. В. Тукер (Tooker, 1963) отмечает зависимость мощности зон ореола от состава материнских пород. Чем больше минералов, подверженных изменению, содержится в породе, тем более мощный ореол изменения в ней наблюдается. Но, вероятно, более важное

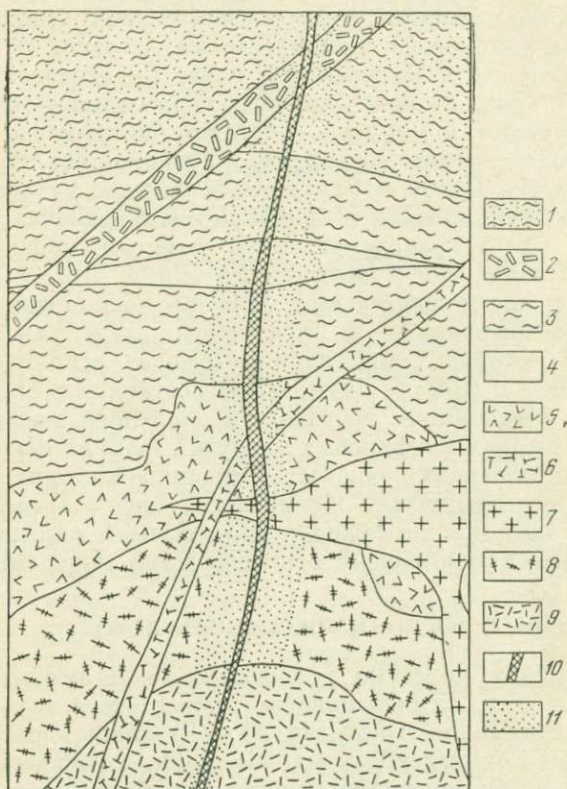


Рис. 2. Относительная мощность зон измененных пород, вмещающих среднетемпературные жилы в породах разного исходного состава. Передовой хребет, США. По Е. В. Тукеру (Tooker, 1963)

1 — кварц-микроклин-плаггиоклаз-биотитовые гнейсы; 2 — кварцевые монзонит-порфиры; 3 — метасадочные гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — гранодиориты; 6 — бостонит-порфиры; 7 — пегматиты; 8 — кварцевые диориты; 9 — биотит-мусковитовые граниты; 10 — рудная жила; 11 — ореол аргиллизации

значение имеют физические свойства материнских пород: пористость, проницаемость, трещиноватость и узор трещиноватости. Например, в районе Айдахо-Спрингс — Централ-Сити (США) значительная листоватость пород, параллельная раствороподводящим трещинам, препятствует боковой фильтрации растворов, тогда как листоватость под большим углом к подводящему каналу и поперечные по

отношению к сбросам трещины способствуют фильтрации растворов в стороны от канала.

Относительная мощность ореола изменения в различных породах района Айдахо-Спрингс — Централ-Сити (рис. 2) в основе своей такая же, как и в районе Мэрисвейл (Кегг е. а., 1957). При прочих равных условиях ширина ореола изменения, как правило, уменьшается с повышением основности пород, так как при этом возрастает количество глинистой массы и связываемых в минералах воды, CO_2 и других анионов на единицу объема исходной породы. Около жилы Голд-Спрингс в Минеральном поясе Передового хребта боковая порода, с одной стороны, является бедным плагиоклазом лейкократовым гранитом, а с другой — богатым биотитом гранодиоритом. В лейкократовом граните зоны почти в 2 раза шире, чем в гранодиорите. На участке Пятом в Верхне-Олекминском рудном поле мощность ореола аргиллизации в лейкократовых гранитах в несколько раз больше, чем в гранодиоритах. В дацитах мощность ореолов в 2—5 раз больше, чем в андезитах, и т. д.

Очень большие мощности имеют ореолы аргиллизации на месторождениях штокверковых и вкрапленных руд. Так, на медных порфириновых месторождениях ширина ореола аргиллизации иногда превышает 2000 м (Кэстл Доум, США), составляя в среднем 1000—1500 м. Это объясняется, вероятно, проявлением предшествующих изменений в штоках порфириновых интрузий (обычно серицитизации), заметно увеличивающих пористость и проницаемость пород, впоследствии аргиллизирующихся. Кроме того, ореол аргиллизации на этих месторождениях возможно в значительной степени контролируется и контактом интрузий с вмещающими породами.

ВОЗРАСТ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Месторождения полезных ископаемых, залегающие в аргиллизованных породах, в большинстве случаев относительно молодые. Наиболее древними из известных (С — Р) являются аргиллизованные породы Коунрадского месторождения. Молибденовые, золото-рудные, флюоритовые месторождения Забайкалья с околорудной аргиллизацией пород образовались в юрскую и меловую эпохи. Третичными являются большинство рудных месторождений США в поясе Скалистых гор, для которых характерна аргиллизация вмещающих пород (медные, полиметаллические, урановые, золотые и др.). Современное рудообразование, сопровождающееся аргиллизацией пород, известно на Курильских островах (например, колчеданное месторождение в кальдере вулкана Менделеева на о. Кунашир). Очевидно, процессы аргиллизации пород преимущественно развились в послелюрское время.

Глава третья

СОСТАВ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ

Структура большинства кристаллических глинистых минералов складывается из октаэдрической и тетраэдрической сеток (рис. 3). Октаэдрическая сетка состоит из двух слоев атомов кислорода или гидроксильных групп в плотнейшей упаковке, между которыми в октаэдрической координации расположены атомы алюминия, железа или магния. В тетраэдрической сетке атом кремния равноудален от четырех атомов кислорода или гидроксильных групп, образуя слой $\text{Si}_4\text{O}_6(\text{OH})_4$. Слои в структурах монтмориллонитов, гидрослюд и хлоритов (14 Å) состоят из трех сеток: двух наружных сеток кремнекислородных тетраэдров и промежуточной сетки алюмокислородно-гидроксильных октаэдров. В монтмориллонитах межслоевое пространство заполнено обменными катионами и водой, в гидрослюдах — калием и водой, в хлоритах — бруситовым слоем (табл. 1). Полное замещение 2Al^{3+} на 3Mg^{2+} в октаэдрической сетке монтмориллонита соответствует составу сапонита, железом — нонтронита, хромом — волконскоита, литием — гекторита. Глинистые минералы с двухвалентными катионами в октаэдрическом слое называются триоктаэдрическими, а с трехвалентными катионами в октаэдрах — диоктаэдрическими. Взаимоотношения глинистых и структурно близких к ним минералов с трехслойным мотивом структуры показаны на рис. 4.

В структуре каолинита каждый из слоев состоит из кремнекислородной тетраэдрической сетки и алюмо-кислородно-гидроксильной октаэдрической сетки, соприкасающихся вершинами тетраэдров и октаэдров. Межслоевое пространство в структуре совершенного каолинита не заполнено. Подобную структуру имеют диккит, накрит и септохлориты.

Смешанно-слоистые глинистые минералы типа гидрослюда — монтмориллонит, хлорит — монтмориллонит, хлорит — вермикулит в аргиллизированных породах являются метастабильными фазами и образуются вследствие сходства мотива структуры силикатных

Главные особенности

Показатели	Группа каолинита	Группа гидрослюд	Группа монтмориллонитов
Отношение тетраэдрических и октаэдрических компонентов и заселение октаэдров	1:1 Диоктаэдрические	2:1 Диоктаэдрические и триоктаэдрические	2:1 Диоктаэдрические и триоктаэдрические
Межслоевые катионы (группы)	Отсутствуют	K	Ca, Na
Межслоевая вода	В галлуазите один слой	Замещает калий	Один (Na) или два (Ca) слоя
Базальное межплоскостное расстояние, Å	7, 1, галлуазит 10	10	12—15
Химическая формула	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	$K_{1,0-1,5}Al_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$	$M_{0,66}^+(Y^{3+}, Y^{2+})_6(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \times nH_2O$
Отношение к кислотам	Каолинит слабо растворяется в разбавленных кислотах	Разлагаются	Разлагаются

* Глинистые хлориты часто являются смешанно-слоистыми образованиями с небольшим количеством монтмориллонитовой фазы; бруситовый слой глинистых хлоритов гидратурный эндотермический эффект.

слоев глинистых минералов и склонности к изменчивости межслоевого пространства. В составе и структуре межслоевого пространства смешанно-слоистых минералов сочетаются особенности двух, иногда трех минералов. Межслоевые промежутки разного типа могут чередоваться закономерно через один слой или по более сложному закону. В зависимости от ритма чередования межслоевых промежутков выделяются упорядоченные и неупорядоченные смешанно-слоистые минералы.

Глинистые минералы ряда сепиолит — палыгорскит имеют ленточно-слоистую структуру, подобную структуре амфиболов. В аргиллизированных алюмосиликатных породах эти минералы редки.

ПСЕВДОМОРФОЗЫ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Глинистыми минералами могут замещаться любые из породообразующих минералов кислых, средних, основных и ультраосновных пород. Наиболее обычно замещение глинистыми минералами

глинистых минералов

Группа вермикулитов	Группа хлоритов ¹	Группа септхлоритов
2:1 Преимущественно триоктаэдрические	2:1 Диоктаэдрические и триоктаэдрические	1:1 Диоктаэдрические и триоктаэдрические
Mg	Бруситовый слой (Mg, Al) ₆ OH ₁₂	Отсутствуют
Два слоя	Нет	Нет
Переменное, 14	14	7
$M_{0,66}^{+2}(Y^{2+}, Y^{3+})_6(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot 8H_2O$	(Mg, Al, Fe) ₁₂ (Si, Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₆	(Mg, Al, Fe) ₆ (Si, Al, Fe) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
Разлагаются	Разлагаются	Разлагаются

шим количеством монтмориллонитовой фазы; бруситовый слой глинистых хлоритов гидратурный эндотермический эффект.

стекол, пепловых частиц, амфиболов, пироксенов, биотита и плагиоклаза. Ортоклаз и кварц относительно устойчивы в стандартном режиме аргиллизации, поэтому эффект гидротермального глинистого изменения обычно проявляется в образовании псевдоморфоз агрегатов глинистых минералов лишь по некоторым первичным составляющим материнской породы. Полнокристаллические породы кислого — среднего состава только в редких случаях могут быть нацело замещены глинистыми и ассоциирующими с ними минералами, тогда как стекловатые и пепловые могут быть превращены в чистую глину. Псевдоморфозы во внутренних и внешних зонах ореолов аргиллизации обычно различаются по составу и строению, но в некоторых случаях состав алюмосиликатной метасоматической массы внешних и внутренних зон одинаковый (о причинах см. главы 5 и 7).

Псевдоморфозы внешних зон. Во внешних зонах новообразованными минералами замещаются амфибол, пироксен, в большинстве случаев плагиоклаз и далеко не всегда биотит. Псевдоморфозы по темноцветным минералам легко узнаются, даже если формы их не

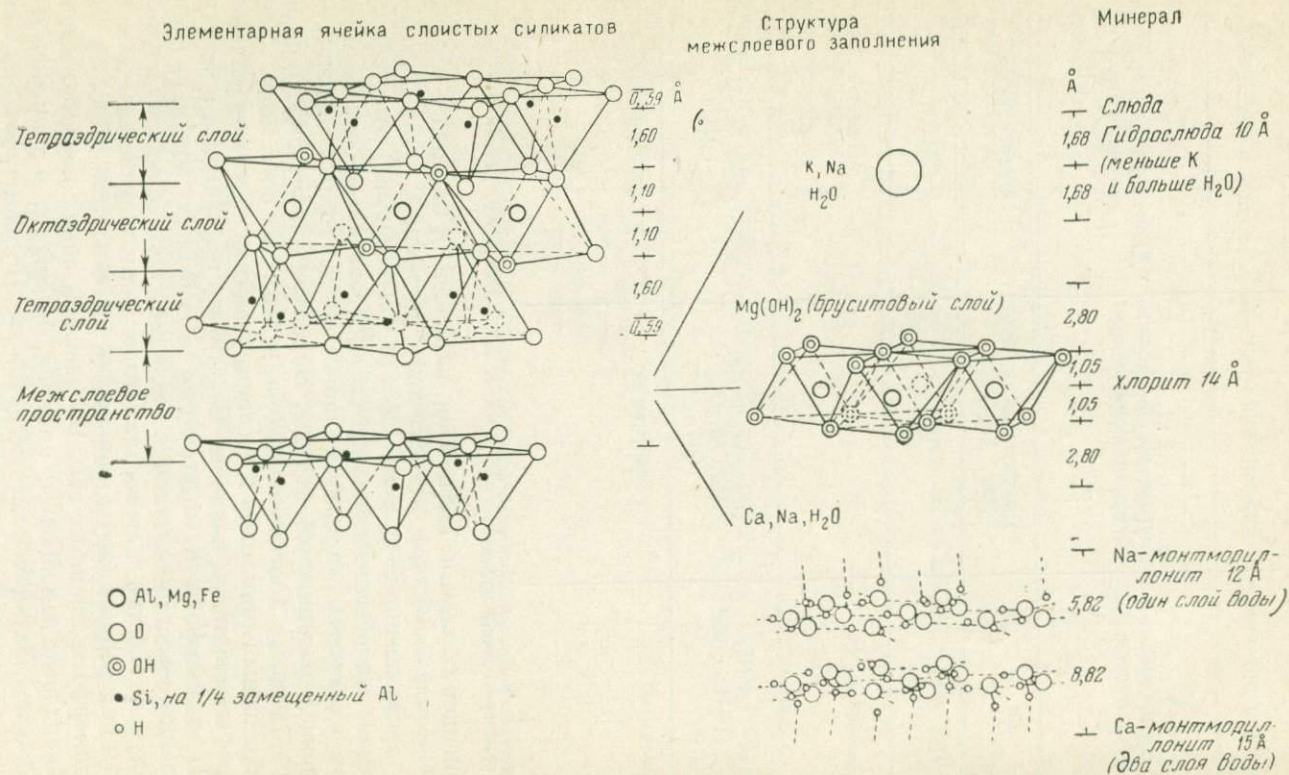


Рис. 3. Структура трехслойных глинистых минералов. По Р. Е. Гриму (1953 г.) В ангстремах даны расстояния между элементами структур

четкие, по присутствию среди новообразований обособлений рудных минералов — главным образом гетита, пирита, лейкоксена, анатаза, рутила. Основными продуктами замещения амфиболов во внешних зонах являются карбонаты, хлорит и нонтронит, количественные соотношения между которыми варьируют в значительных пределах. Во многих случаях амфиболы почти нацело замещены магneziallyно-железистыми карбонатами.

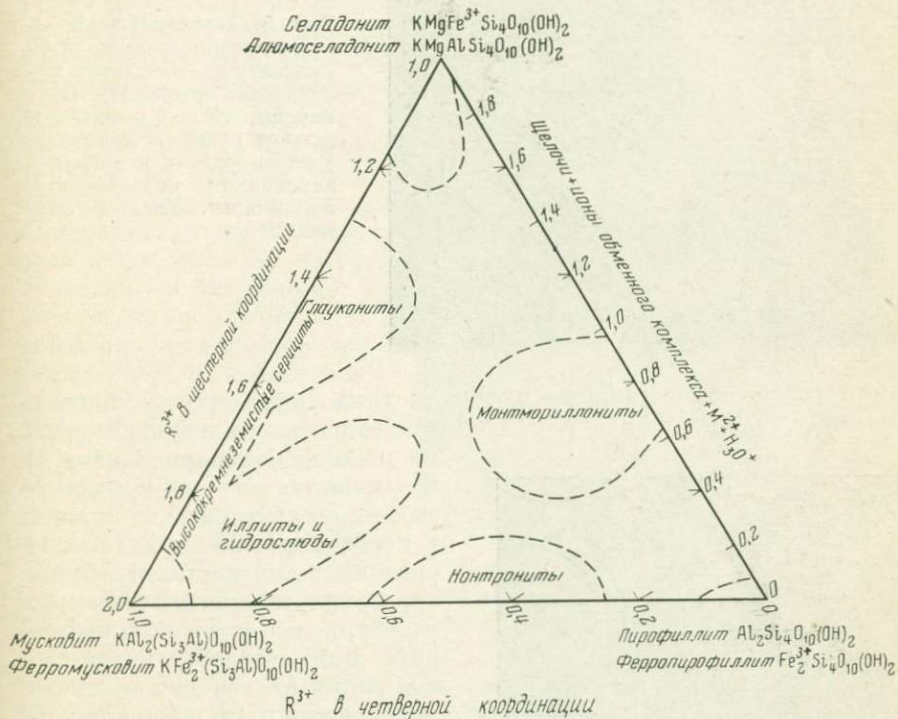


Рис. 4. Диаграмма состава диоктаэдрических слюд и близких к ним минералов в координатах количеств атомов R^{3+} в четверной и шестерной координациях. По Х. С. Йодеру и Х. П. Эйгстеру (Yoder, Eugster, 1955)

Среди продуктов замещения пироксенов преобладают карбонаты, магneziallyно-железистые монтмориллониты и хлориты, с которыми часто ассоциируют небольшие обособления агрегатов каолинита. Хлорит обычно образует гомоосевые псевдоморфозы. Кристаллы плагиоклаза замещаются всегда тонкодисперсными глинистыми агрегатами, и обычно не полностью, а лишь в сердцевине, тогда как наружная часть кристаллов замещена альбитом (рис. 5, 6) в виде футляровидного монокристалла (Г. Т. Волостных, 1965 г.). Нередко между внешней чисто альбитовой каймой и глинистым ядром псевдоморфоз расположена кайма, обогащенная изометричными зернами кальцита.

Глинистое ядро псевдоморфоз в ореолах периода кислотного выщелачивания в большинстве случаев имеет каолинит-монтмориллонитовый состав. Место монтмориллонита в рудоносных ореолах могут

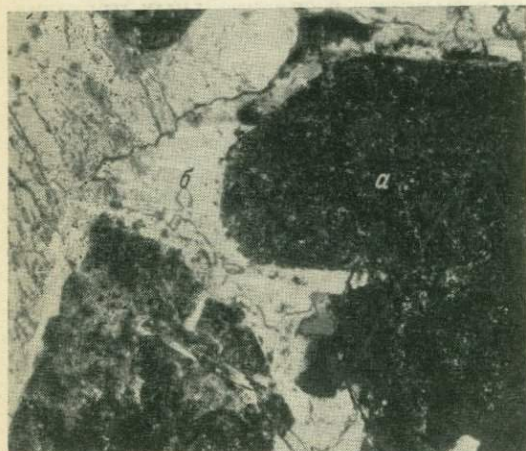


Рис. 5. Каолинит-альбитовая псевдоморфоза по плагиоклазу на контакте с реликтовым ортоклазом (*a* — каолинит, *б* — альбит). Альбит замещает ортоклаз. Галька гранита в аргиллизированном конгломерате, Забайкалье. Увел. 25. Никол +

занимать смешанно-слойные минералы типа гидрослюда — монтмориллонит, хлорит — монтмориллонит и гидрослюды, образующиеся

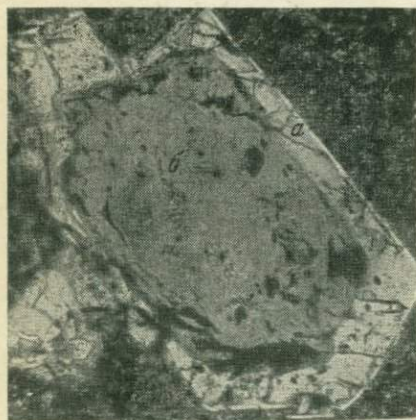


Рис. 6. Альбит-монтмориллонитовая псевдоморфоза по плагиоклазу среди измененной мелкозернистой основной массы гранодиорит-порфира (*a* — альбит, *б* — монтмориллонит). Монтмориллонит колломорфной текстуры. Каолинит-монтмориллонитовая зона аргиллизированных гранодиорит-порфиров месторождения Большой Шаян, Закарпатье. Увел. 50. Без анализатора

по раннему монтмориллониту. В большинстве случаев каолинит-монтмориллонитовый агрегат в псевдоморфозах по кислым — средним плагиоклазам имеет характерную сетчатую текстуру: изометричные пластинки каолинита или червеобразноизогнутые пачки пластинок каолинита погружены в монтмориллонитовую массу, которая воспринимается как тончайшая сетка агрегатов частиц монтмориллонита. Хлорит (с периодом элементарной ячейки в 7 или 14 Å) в псевдоморфозах по плагиоклазу образует частицы такой же величины, как и другие глинистые минералы (рис. 7). Кристаллы биотита обычно не замещаются полностью, в них появляются «клинья» хлорита, доломита и глинистых минералов. Часто наблюдается слабое осветление и расщепление био-

тита, сопровождающееся окислением железа. Стекла во внешних зонах ореолов кислотного выщелачивания преобразуются в дисперсные агрегаты монтмориллонита с «тенями» первичной структуры пород.

Псевдоморфозы внутренних зон. Состав псевдоморфоз внутренних зон бывает либо очень простым, либо многокомпонентным. Псевдоморфозы по амфиболу и пироксену обычно неразличимы, так же как иногда и по биотиту. В большинстве случаев в псевдоморфозах по темноцветным минералам сохраняются гематит, гётит, пирит или рутил (анатаз). Плагиоклаз полностью замещается мелкозернистым неориентированным агрегатом каолинита, гидрослюда или глинистого хлорита, во многих случаях смесью двух—трех минералов. Агрегат этих минералов может быть более или менее однородным, в котором взаимоотношения компонентов не ясны, либо гидрослюда и глинистые хлориты развиваются предпочтительно по тончайшим трещинкам, образуя скопления в местах их пересечения, в результате чего такие псевдоморфозы под микроскопом имеют «пятнистый» вид (рис. 8, 9).

Биотит может быть замещен агрегатом тех же минералов, что и плагиоклаз, но нередко псевдоморфозы по биотиту имеют другой состав: он замещается гомоосевыми псевдоморфозами каолинита или гидрослюда с обособлениями мелких зерен рутила, анатаза, гематита и пирита, концентрирующихся по направлениям спайности в биотите или в тороидальном пространстве. В псевдоморфозах промежуточных зон обычно присутствуют минералы как внешних, так и внутренних зон. Состав псевдоморфоз может быть одинаковым по всему ореолу аргиллизации (см. главы 5, 7).

В некоторых случаях агрегаты каолинита состоят не из мелких изометричных пластинок или стопок пластинок (Г. Т. Волостных, 1965 г.), а из крупных червеобразноизогнутых «кристаллов», которые при истирании распадаются на фрагменты без четко выраженной базальной плоскости (например, каолинит измененных гранодиорит-порфиров месторождения Большой Шаян в Закарпатье). Вермикулы

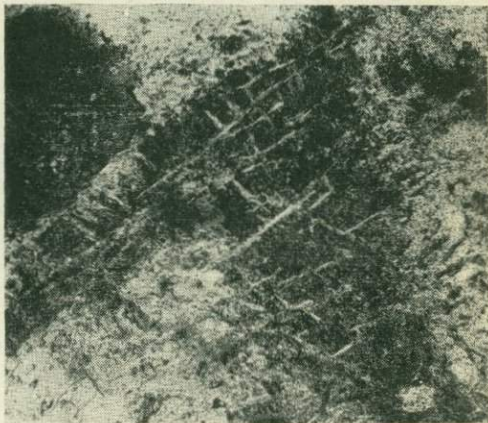


Рис. 7. Внешняя кайма магниального шамозита в псевдоморфозе по плагиоклазу пропизана «жллками» каолинит-монтмориллонитового агрегата, замещающего шамозит от центра псевдоморфозы. Хлорит-монтмориллонитовая зона аргиллизированных пород. Участок Первый, Верхне-Олекминский район, Забайкалье. Увел. 100. Без анализатора

каолинита образуются при гидротермальном изменении осадочных пород (например, на плато Колорадо).

Характер псевдоморфизации при изменении осадочных пород отличается своеобразием. Эффект изменения конгломератов, гравелитов,

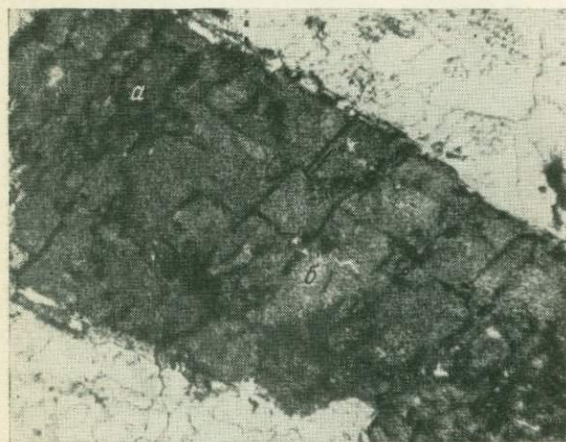


Рис. 8. Железистый шамозит (*a*) замещает каолиновый агрегат (*b*) в псевдоморфозе по плагиоклазу. Пятнистость псевдоморфозы обусловлена концентрацией шамозита по трещинкам и вблизи них. Шамозит-каолиновая зона. Участок Первый, Верхне-Олекминский район, Забайкалье. Увел. 50. Без анализатора

песчаников и алевролитов выражается не только в замещении обломочных полевых шпатов, но и в замещении первичного осадочного глинистого цемента метасоматическими глинистыми минералами,

Рис. 9. Кварц (*a*) замещает каолинит-шамозитовый агрегат (*b*) в псевдоморфозе по плагиоклазу. Шамозит-кварцевая зона аргиллизированного граунт-порфира. Участок Первый, Верхне-Олекминский район, Забайкалье. Увел. 50. Без анализатора



кварцем, карбонатами, цеолитами. Псевдоморфозы по полевым шпатам иногда не выделяются на фоне цемента и внешне изменение воспринимается как увеличение цемента породы. Во внешних зонах ореолов метасоматическому замещению обычно подвергается только цемент пород.

Псевдоморфозы метаколлоидов. Аргиллизированные породы Ононского участка, описанные в главе 4, характеризуются образованием псевдоморфоз агрегатов каолинита и скрыторасщепленных сфероидов кварца по кварцу магматическому. Сфероиды кварца образовались из гелеобразных обособлений (Г. Т. Волостных, 1967 г.), возникших после растворения первичного кварца и заполнения образовавшихся пустот алюмосиликатным веществом. Метаколлоидное состояние вещества при аргиллизации эффузивных пород является, вероятно, обычным (В. А. Малашин, 1968 г.). Агрегаты метаколлоидов кремнистых образований, монтмориллонита, гидрослюд и аллофаноидов отмечались в аргиллизированных породах Закарпатья (Е. К. Лазаренко и др., 1963; Э. А. Лазаренко, О. А. Малыгина, 1964 г.).

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ, ПРОИЗВОДНОЕ ОТ ГЛИНИСТОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Силикаты являются главной реагентоспособной частью силикатных пород и преобладающим по объему и информативной значимости продуктом их метасоматического преобразования. При аргиллизации пород главным продуктом замещения силикатов являются глинистые алюмосиликаты. Остальные метасоматические минералы являются производными от глинистого метасоматоза и представляют собой метастабильные силикатные фазы (альбитовые футляры псевдоморфоз во внешних зонах) и избыточное по отношению к глинистым продуктам вещество, обособляющееся в виде окислов (кварц, гематит, рутил, анатаз) и соединений с компонентами растворов: водосодержащих окислов (опал, халцедон, лейкоксен), гидроксилсодержащих окислов (бемит, гидраргиллит, диаспор, гетит), карбонатов, сульфидов (главным образом пирит) и фторидов (флюорит).

Альбитизация плагиоклаза происходит без привноса натрия при параллельном образовании в его ядре глинистых хлоритов, каолинита и каолинит-монтмориллонитовых с кальцитом агрегатов (Г. Т. Волостных, 1965 г.). Альбит-глинистые псевдоморфозы по плагиоклазу обычны в гидротермально аргиллизированных осадочных породах молодых депрессий, не вмещающих интрузивных тел, и, следовательно, такое изменение нельзя отождествлять с аутоморфизмом. Об одновременности образования альбита и глинистых минералов свидетельствует, в частности, отсутствие явлений альбитизации плагиоклаза за пределами ореола глинистого изменения в изверженных и осадочных породах.

Карбонаты образуются при замещении глинистыми минералами стекол, плагиоклазов (кальцит), амфиболов и пироксенов (доломит, анкерит, сидерит), биотита (обычно доломит) и входят в состав глинистых псевдоморфоз по этим минералам или обособляются в виде шаровидных мергелеподобных стяжений в аргиллизированной основной массе породы. Количество карбонатов возрастает с повышением основности материнской породы. Так, во внутренних зонах

аргиллизированных габбро-диоритов на карбонаты приходится 27% объема породы (Казицын, 1962). И. П. Щербань (1962) упоминает случай, когда аргиллизированные карбонатсодержащие породы принимались за листвениты. Флюорит в аргиллизированных породах относительно редок, обычно он обособляется в жильных массах, но в районе Мэрисвейл аргиллизация пород сопровождается образованием метасоматического флюорита в некоторых зонах.

Замещение глинистыми минералами темноцветных первичных минералов сопровождается обособлением в глинистых псевдоморфозах по вкрапленникам и в основной массе породы пирита, гётита, лейкоксена (рутила и анатаза). Дисперсный гётит окрашивает основную массу внешней части ореолов аргиллизированных эффузивных пород в бурые, сиренево-серые тона. Такое изменение называется обычно гематитизацией и в глубинных условиях характерно для аргиллизации под действием галоидных растворов. При аргиллизации пород серосодержащими растворами освобожденное железо связывается обычно в пирите, но в приповерхностной обстановке при алунитообразовании железо обособляется также в гематите.

При замещении минералов, содержащих кремнезем в количествах, превышающих необходимое для силикатного метасоматоза, в глинистых псевдоморфозах образуются мелкие ($< 0,005$ мм), реже крупные зерна кварца, халцедона, иногда опала. Примером синхронного, производного от глинистого изменения, окварцевания пород являются агрегаты скрыторасщепленных зерен кварца среди каолинита в псевдоморфозах по первичному кварцу в аргиллизированных породах Ононского участка (Г. Т. Волостных, 1967 г.).

В глинистых продуктах замещения доломита обнаружены бёмит и диаспор (Lovering, Shepard, 1960₁). При аргиллизации эффузивных пород основного — щелочного состава во внешней монтмориллонитовой зоне образуются цеолиты, как это наблюдается, например, в бентонитовых глинах Цихис-Убани (Грузинская ССР) и в других районах (Correns, 1963; E. Nemezc, A. Varju, 1962 г. и др.).

ЗАВИСИМОСТЬ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПРОДУКТОВ АРГИЛЛИЗАЦИИ ОТ СОСТАВА МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Гидротермальное глинистое изменение выявлено в кислых, средних и основных полнокристаллических, стекловатых и пепловых изверженных породах, в терригенных осадочных породах различного состава, а также в карбонатных породах. Е. И. Семенов (1959 г.) сообщил о гипогенных гидрослюдах в псевдоморфозах по эггирину и нефелину в щелочных породах (фойялитах, уртитях, ричесорритах).

Состав внутренней зоны измененных пород, прилегающей к подводящему каналу, не зависит от состава материнской породы. В результате реакции кислого раствора с породой в зоне, прилегающей к каналу, происходит каолинизация пород кислого (аляскиты, граниты, гранодиориты), среднего (андезиты, диориты) и основного состава (диабазы, базальты). Изучение измененных базальтов и липа-

ритовых стекол в Исландии и местах выхода на поверхность теплых кислых источников показывает, что конечным продуктом изменения всегда является каолинит. При уменьшении кислотности образуется монтмориллонит, который затем преобразуется в каолинит (Corgens, 1961).

В разрезах иного типа внутренняя зона ореола изменения перечисленных пород имеет также одинаковый гидрослюдяной или каолинит-гидрослюдяной состав. Одинаковый (каолинитовый) состав внутренней зоны изменения пород различной основности обусловлен выносом с места реакций наиболее подвижных компонентов постоянно обновляющимся свежим раствором, а в более поздние стадии гидротермальной деятельности привносом калия, магния, железа (образование гидрослюд, хлоритов в околотрещинной зоне). В результате реакции с породой в околотрещинной зоне раствор метаморфизуется, обогащаясь компонентами, извлеченными из зоны реакций. Степень насыщения его и состав транспортируемых продуктов зависят от состава породы и в значительной мере определяют различия в составе более внешних зон, образующихся при реакции свежих пород разного состава с породами, метаморфизованными в приканальной зоне раствором. Качественный состав внешних зон примерно одинаков, если материнские породы содержат элементы, входящие в состав глинистых минералов: Si, Al, K, Mg, Fe. В зависимости от количественных соотношений этих компонентов во внешних зонах будут преобладать те или иные глинистые минералы.

Внешняя зона аргилизованного гранита довольно часто имеет каолинит-монтмориллонитовый состав псевдоморфоз по плагиоклазу, тогда как биотит, ортоклаз и кварц не изменены. Монтмориллонит образуется предпочтительно по более основным плагиоклазам, его образованию способствует также наличие в растворе магния и железа. В рудном поле Бьютт (шт. Монтана) внешняя зона ореола глинистого изменения кварцевых монцонитов имеет каолинит-монтмориллонитовый состав псевдоморфоз по плагиоклазу с преобладанием последнего минерала. Но в аплитах этого района, содержащих очень небольшое количество анортитового компонента в плагиоклазе, монтмориллонитовая зона практически отсутствует, и между неизменным аплитом и серицитовой зоной расположена только каолинитовая зона, во внешней части которой сохранилось небольшое количество альбита (Sales, Meyer, 1950). По свидетельству П. Ф. Керра и других геологов (Kerr et al., 1957) в аплитах, пересекаемых жильными трещинами на руднике Фридом 2 (Мэрисвейл, шт. Юта), не наблюдается изменений, отмеченных в кварцевых монцонитах и риолитах.

В районе месторождения Силвер-Белл, шт. Аризона (Kerr, 1951) изменением затронуты аляскиты и интрузии среднего состава. В наименее измененных аляскитах, кажущихся свежими, изменение выражается в образовании по альбиту небольшого количества серицита и гидрослюды. В более измененных аляскитах альбит полностью замещен серицитом и гидрослюдой. В наиболее измененных породах альбит и ортоклаз замещены глиноподобными агрегатами серицита

и кварца с примесью пирита (кварц-серицитовая зона). В дацитах, дацитовых порфирах и кварцевых монцонит-порфирах во внешней зоне наблюдается хлоритизация биотита и замещение плагиоклаза каолинит-гидрослюдяными или каолинит-монтмориллонитовыми агрегатами. В наиболее измененных породах к этим минералам добавляется серицит. Следовательно, в измененных аляскитах по сравнению с измененными породами более основного состава отсутствуют каолинит и монтмориллонит.

В Верхне-Олекминском районе аргиллизации подвержены лейкократовые граниты (1% биотита, 35% плагиоклаза № 10—15), гранит-порфиры (1—2% амфибола, 5% биотита, 48% плагиоклаза № 20) и гранодиориты (7% амфибола, 10% биотита, 45% плагиоклаза № 35). Во внешней зоне гранит-порфиров и гранодиоритов преобладают магнезиальный хлорит и монтмориллонит, тогда как во внешней зоне аргиллизированных лейкократовых гранитов в псевдоморфозах по плагиоклазу содержится не более 5% монтмориллонита.

Появление хлорита в псевдоморфозах по плагиоклазу обусловлено замещением во внутренних зонах биотита и амфибола каолинитом и кварцем и поступлением выщелоченных магния и железа во внешние зоны. Во внешней зоне лейкократовых гранитов, почти лишенных магнезиально-железистых компонентов, хлорит не образуется, а монтмориллонита очень мало. С другой стороны, в измененных кислыми горячими источниками базальтах Исландии во внешней зоне образуются только монтмориллонит, гётит и цеолиты, а каолинит в этой зоне отсутствует (Correns, 1961). В других случаях в породах, богатых амфиболами и пироксенами, во внешних зонах образуется значительное количество хлорита.

Значительное разнообразие исходных пород в Передовом хребте (США) не приводит к существенным различиям в составе и зональности измененных пород, так как набор составляющих их минералов однообразен. Е. В. Тукер (Tooker, 1963) сопоставил минеральный состав аргиллизированных биотит-мусковитовых гранитов и микроклин-кварц-плагиоклаз-биотитовых гнейсов, гранодиоритов и биотит-кварц-плагиоклазовых гнейсов, кварцевых диоритов, амфиболитов, гранат-кварцевых гнейсов и бостонитов. Как видно на схемах состава зон изменения различных по исходному составу пород, не наблюдается существенных качественных различий в продуктах изменения биотит-мусковитовых гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Не обнаружено каких-либо новых гидротермальных минералов и в аргиллизированных амфиболитах, гранат-кварцевых гнейсах и бостонитах. В измененных бостонитах и гранат-кварцевых гнейсах пирита содержится относительно больше, чем в других измененных породах.

При воздействии низкотемпературных растворов на известняки во внутренней зоне образуются каолинит, галлуазит, гидрослюды (Т. S. Lovering, 1949; Т. G. Lovering, 1958 г., Р. D. Proctor, 1964 г.). Внешняя зона ореола изменения всегда представлена доломитизированными известняками, но образовалась, по мнению Т. С. Лавринга,

до глинистого изменения пород. Т. С. Лаврингом и А. О. Шепардом (Lovering, Shepard, 1960₁) изучен эффект изменения в контакте кварцевых витрофировых латитов и доломитизированных известняков в районе Хелен Кляйм (округ Тинтик, шт. Юта). Зоны измененных лавы и доломитов параллельны контакту лава — доломит. В направлении от контакта лава аргиллизирована в зоне шириной около 1,2 м и доломит замещен различными гидротермальными минералами на протяжении 5—6 м (рис. 10). Латит изменен преимущественно

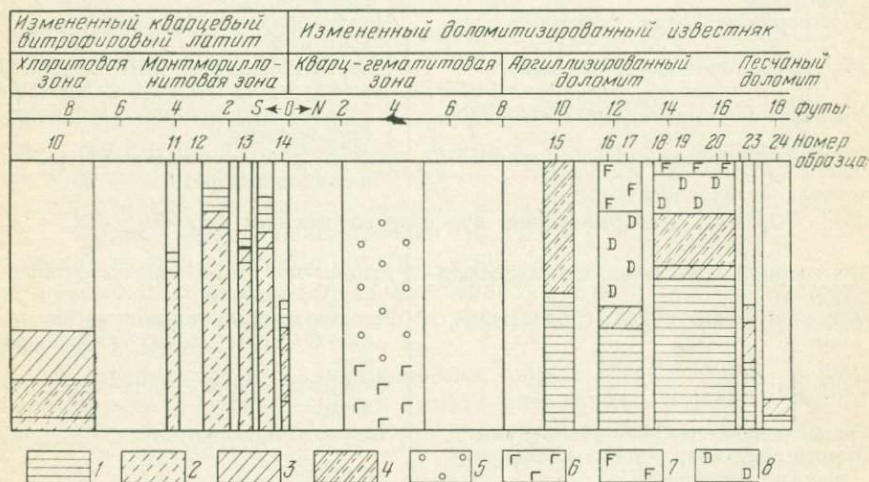


Рис. 10. Зональность измененных витрофировых латитов и известняков в районе Хелен Кляйм, округ Тинтик (шт. Юта, США). По Т. С. Лаврингу и А. О. Шепарду (Lovering, Shepard, 1960₁)

1 — каолинит; 2 — монтмориллонит; 3 — гидрослюда; 4 — смешанно-слоистые глинистые минералы; 5 — кварц; 6 — гематит; 7 — флюорит; 8 — диаспор

в монтмориллонит, гидрослюду, смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит и содержит небольшое количество каолинита вблизи контакта. В измененном доломите преобладает каолинит, мало монтмориллонита, но присутствует смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит.

Зависимость состава аргиллизированных пород от состава материнских пород проявляется в период кислотного выщелачивания и затушевывается при рудосопровождающем метасоматозе (табл. 2). В аргиллизированных породах основного состава хлорит и монтмориллонит преобладают над каолинитом, при аргиллизации кислых пород соотношения обратные. В ореолах с богатыми рудами состав внутренних и промежуточных зон, а нередко и внешних зон, развивающихся по породам различного исходного состава, нивелируется вследствие замещения дорудных ассоциаций рудосопровождающими.

Состав ореолов аргиллизированных пород

Первичные породы	
Кислые и средние	Основные
Ореолы периода кислотного выщелачивания	
Монтмориллонит-каолинит-аллофан-опаловый	Монтмориллонит-цеолит-каолинитовый
Монтмориллонит-галлуазитовый	Монтмориллонит-каолинит-галлуазитовый
Монтмориллонит-каолинитовый	Хлорит-монтмориллонит-каолинитовый
Монтмориллонит-каолинит-кварцевый	Хлорит-монтмориллонит-каолинит-карбонатный
Хлорит-монтмориллонит-каолинитовый	Хлорит-вермикулит-монтмориллонит-каолинитовый
Ореолы, преобразованные рудосопровождающим метасоматозом	
Монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяной	Хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяной
Монтмориллонит-цеолит-гидрослюдяной	Хлорит-вермикулит-монтмориллонит-каолинит-хлорит-гидрослюдяной
Гидрослюдяной	Хлорит-монтмориллонит-гидрослюдяной
Гидрослюдяно-шамозит-альбитовый	Хлорит-гидрослюдяной
Шамозит-монтмориллонит-каолинит-шамозит-кварцевый	
Хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяно-хлоритовый	
Хлорит-гидрослюдяно-хлоритовый	
Хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяно-адуляр-кварцевый	

Примечание. В названиях ореолов типоморфные минералы перечисляются в последовательности от внешних зон к внутренним.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Пористость и плотность. Пористость аргиллизированных пород, не вмещающих жил, непрерывно возрастает от внешних зон к внутренним, а плотность соответственно уменьшается. Так, в районе Сольфатара (Италия) пористость пород центральной глинистой зоны достигает 40%. Такое же поведение пористости и плотности по разрезу аргиллизированных пород наблюдается на Ононском участке, не вмещающем жил (рис. 14). В аргиллизированных породах, образующих оторочку жил или метасоматических рудных тел, пористость достигает наибольшего значения (а плотность наименьшего) примерно в средней части разреза и уменьшается (а плотность увеличивается) по направлению к жиле или рудному телу (рис. 12, 13). Такие изменения пористости и плотности по разрезам аргиллизированных пород

установлены и в других районах (Lovering, 1941; Казизын, 1962). Уменьшение пористости измененных пород вблизи жилы вызвано увеличением плотности глинистых агрегатов в псевдоморфозах вследствие многократного минералообразования в этой зоне.

Магнитная восприимчивость. В до-рудную стадию аргиллизации пород гидротермальные растворы имеют кислую реакцию, поэтому магнетит материнских пород окисляется и каолинизированные породы не обнаруживают магнитности (рис. 14). В аргиллизированных породах внешних зон часть магнетита иногда сохраняется и тогда они слабо магнитны, так же как и хлоритизированные породы внутренних зон. Немагнитность аргиллизированных пород может быть использована для поисков их под наносами и почвой с помощью магнитной съемки, при которой они будут выявляться как отрицательные аномалии.

pH суспензий аргиллизированных пород. Е. В. Тукер (Тооker, 1963) определил pH суспензий аргиллизированных пород полиметаллических месторождений района Айдахо-Спрингс — Централ-Сити

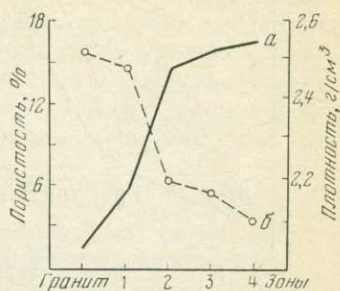


Рис. 11. Изменение пористости (а) и плотности (б) в зонах аргиллизированных гранитов Оюнского участка, Забайкалье

Зоны измененных пород: 1 — внешняя; 2 — полевошпат-монтмориллонитовая; 3 — каолинит-монтмориллонитовая; 4 — каолинитовая

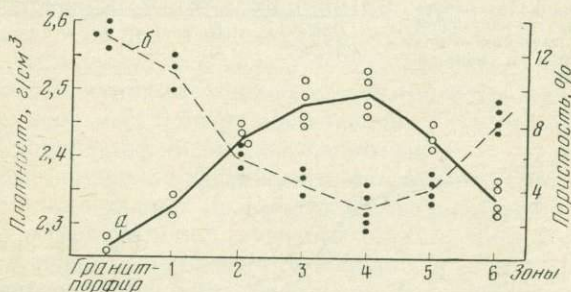


Рис. 12. Изменение пористости (а) и плотности (б) пород в зонах аргиллизированных гранит-порфиров. Участок Первый, Верхне-Олекминский район, Забайкалье

Зоны измененных пород: 1 — хлоритовая; 2 — хлорит-монтмориллонитовая; 3 — монтмориллонит-каолининовая; 4 — монтмориллонит-каолинит-шамозитовая; 5 — каолинит-шамозитовая; 6 — шамозит-кварцевая

в минеральном поясе Передового хребта. Образцы пород были отобраны в старых штольнях, дренирующих трещинные воды. Поэтому, как отмечает и Е. В. Тукер, образцы измененных пород, отобранные вблизи рудных тел, т. е. в зоне наибольшей фильтрации поверхностных вод, не могут показать истинные значения pH. В некоторых

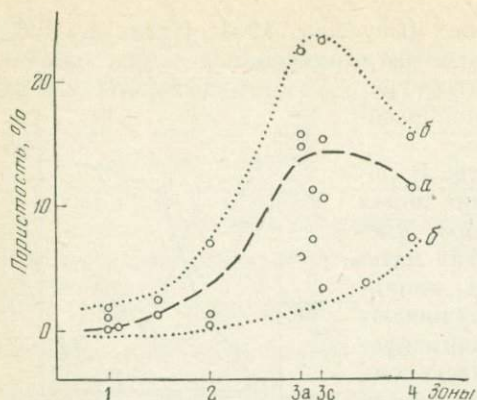


Рис. 14. Магнитная восприимчивость аргиллизированных гранитов участков Первого (I), Третьего, Четвертого и Пятого (II) Верхне-Олекминского района

Зоны измененных пород: 1 — каолинит-монтмориллонитовая; 2—3 — каолинитовая; 4 — каолинит-кварцевая и каолинит-кварц-гидрослюдяная; 5 — хлоритовая; 6 — хлорит-монтмориллонитовая; 7 — монтмориллонит-каолинитовая; 8 — монтмориллонит-каолинит-шамозитовая; 9 — каолинитовая; 10 — каолинит-шамозитовая; 11 — шамозит-кварцевая; 11а — внутренний край шамозит-кварцевой зоны. Цифры в кружках — количество образцов в каждой зоне

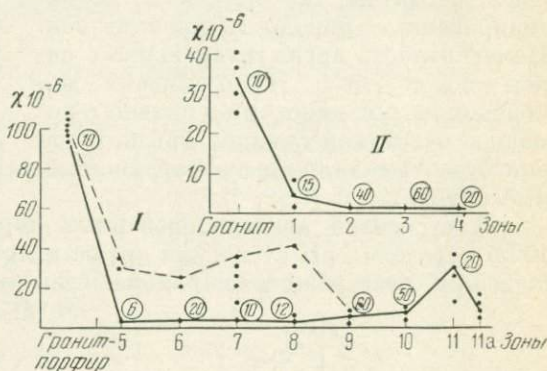
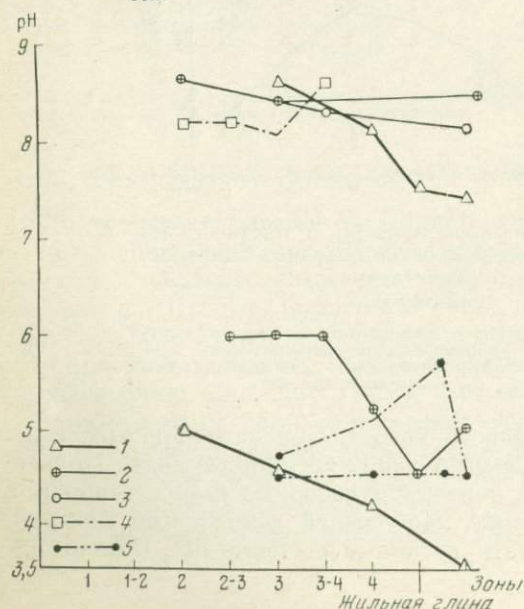


Рис. 15. Значения pH суспензий измененных пород в районе Айдахо-Спрингс — Централ-Сити. По Е. В. Тукеру (Тооке, 1963)

1—5 — кривые для разных пород: 1 — микроклин-кварц-плагноклаз-биотитовые гнейсы; 2 — гранат-кварцевые гнейсы; 3 — кварцевые диориты; 4 — биотит-кварц-плагноклазовые гнейсы; 5 — бостониты. Зоны измененных пород: 1 — слабого изменения; 2 — гидрослюдяно-монтмориллонитовая; 3 — монтмориллонит-гидрослюдяно-каолинитовая; 4 — каолинит-серпичитовая



случаях (рис. 15) в прижильной зоне измененных пород рН суспензий наиболее кислая, во внешних зонах она возрастает. В другом случае в прижильной зоне регистрируются слабо щелочные значения рН, которая дальше от жилы, в каолинитовой зоне, уменьшается, а затем вновь возрастает до слабо щелочной во внешней зоне¹. Наконец, в третьем случае по всему разрезу регистрируются кислые значения рН, величина которой непрерывно возрастает от внутренних зон к внешним. Разрезы с таким уровнем значений рН расположены, вероятно, в зонах наибольшей циркуляции поверхностных вод.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Успех в исследовании ореолов аргиллизированных пород, в оценке перспектив их рудоносности в значительной мере зависит от структуры полевых исследований и от обеспечения достоверности диагностики состава пород.

Структура полевых исследований. Полевые исследования аргиллизированных пород заключаются в установлении формы и строения их ореолов в разных условиях проявления путем документации последовательности метасоматических парагенезисов от неизменной породы до зоны максимального преобразования той же породы.

Работу необходимо начинать с нанесения ореолов измененных пород на геологическую карту. Если в пределах поля развития измененных пород имеются глубокие горные выработки, то вскрываемые ими ореолы измененных пород должны документироваться в первую очередь, так как поверхностные выходы аргиллизированных пород могут быть преобразованы супергенными процессами и состав их может отличаться от пород более глубоких горизонтов. Так как измененные породы изучаются с целью поисков рудных тел на площадях с неясными перспективами, то необходимо провести сравнение состава и строения рудоносных и безрудных ореолов с тем, чтобы выявленные признаки рудоносности были достоверными.

Необходимо изучить эффект изменения в разных по составу породах, а также около разных по составу и строению рудных тел. Кроме того, эффект изменения над рудными телами, около средней части рудных тел и под рудными телами вблизи горизонта их выклинивания может быть разным, и изучение надрудных и подрудных разрезов измененных пород позволит оценить величину эрозионного среза на площадях измененных пород с неясными перспективами. Полученные в результате минералого-петрографических исследований детальные разрезы измененных пород, отражающие особенности метасоматоза около рудных тел, под рудными телами, над рудными телами и около безрудных тел на разных горизонтах, по породам разного состава позволят составить карту измененных пород на охваченной исследованиями площади, составить продольные разрезы, блок-диаграммы и оценить перспективы рудоносности глубоких горизонтов и флангов поля измененных пород.

¹ Причины такого изменения рН рассмотрены в главе 5.

Для того чтобы использовать полученные данные для оценки перспектив рудоносности по поверхностным выработкам новых площадей с аналогичным геологическим строением, необходимо изучить эффект супергенного изменения каждой зоны аргиллизированных пород. Необходимо подчеркнуть, что по каждому из упомянутых разделов исследований нужно добиваться характеристики ореола на всю его мощность, от неизменной породы до жилы или центральной зоны.

Описание частных разрезов. Разрезы измененных пород, выбираемые для детального минералого-петрографического исследования, должны характеризовать последовательность метасоматитов от неизменной или очень слабо измененной породы до рудного тела, жилы, или, если таковые отсутствуют, до зоны максимального изменения той же породы, обычно прилегающей к трещине. Описание разреза сводится к расчленению ореола измененных пород на зоны однородности по сумме признаков. Состав глинистых минералов обычно не может быть достоверно определен в поле, поэтому расчленение ореола на зоны разного минерального состава может быть произведено предварительно по косвенным признакам (табл. 3), а именно: по составу реликтовых первичных минералов, степени замещения минералов новообразованиями, цвету псевдоморфоз, их плотности и структуре, составу вмещаемых породой прожилков, агрегатному состоянию породы (степень сохранения первичной текстуры, прочность породы).

Описание разреза сопровождается отбором образцов, характеризующих преобладающий в данном интервале тип изменения и его частные особенности. Из значительных по мощности интервалов однородности свойств измененных пород необходимо отбирать несколько образцов, характеризующих зону со стороны ее внешнего и внутреннего краев и в центральной части. После определения состава пород точными методами разрез расчленяется на зоны по составу псевдоморфоз главного первичного минерала (например, по плагиоклазу) или с учетом псевдоморфоз и по другим минералам¹.

Картирование. Аргиллизированные и сопутствующие им породы могут картироваться на основе признаков, по которым производится расчленение ореола измененных пород на зоны, так как оно сводится к прослеживанию путем пересечения вкрест простирания каждой составляющей ореол зоны. Перед картированием необходимо расшифровать точными методами минеральный состав всех разновидностей измененных пород, собранных по опорным разрезам. Для анализа пород путем сравнения с эталонами обязательно применение микроскопа. Ореол аргиллизированных пород, скрытый под наносами, может быть обнаружен магнитной съемкой (отрицательные аномалии).

Методы петрографо-минералогического анализа аргиллизированных пород. Определение минерального состава аргиллизированных пород производится обычно комплексом методов, возможности и зна-

¹ Примеры расчленения ореолов на зоны приведены в главах четвертой, седьмой и девятой.

Ореол аргиллизированного гранита, расчлененный по макроскопическим признакам на зоны

4 Закав 1549

Положение зоны в ореоле		Внешняя	Промежуточная	Внутренняя
Интервал, м		25—40	40—45	45—46
Реликтовые первичные минералы ¹		Плагиоклаз (50%), биотит, ортоклаз, кварц	Биотит (30%), ортоклаз, кварц	Ортоклаз (50%), кварц
Продукты замещения	амфибола	Плотные анкерит-сидеритовые псевдоморфозы темно-коричневого цвета	Плотные анкерит-сидеритовые псевдоморфозы коричневого цвета	Псевдоморфозы не различимы
	плагиоклаза	Зональные псевдоморфозы: внешняя кайма альбитовая, промежуточная белая, карбонатсодержащая, в центре серо-зеленое рыхлое глинистое вещество	Полное замещение белыми рыхлыми глинистыми агрегатами	Полное замещение плотными глинистыми агрегатами розового цвета
	биотита	Внешне не изменен, чешуйки отщепляются легче, чем у биотита неизмененного гранита	Светло-зеленые мягкие псевдоморфозы монокристаллов слюдоподобного минерала	Псевдоморфозы не различимы
	ортоклаза	Не изменен, небольшое осветление	Цвет меняется с розового на серый	Окварцевание вдоль направлений главной спайности. Остальные псевдоморфозы не различимы
Текстура и прочность породы		Полностью сохраняется текстура. Порода раскалывается легче, чем гранит	Текстура гранита отчетлива. Порода более мягкая, чем в предыдущей зоне	Текстура гранита различима с трудом. Порода прочная, крепкая
Состав прожилков		Тонкие кальцитовые, анкеритовые и анкерит-кварцевые жилки	Редкие жилки светло-серого халцедоновидного кварца	Жилки флюорита и светло-коричневого кварца

¹ В скобках приведены % по отношению к количеству минерала в первичной породе.

чение каждого из которых различны. Этот раздел может служить лишь «путеводителем» для начинающего изучать околорудное глинистое изменение пород. По каждому методу диагностики глинистых

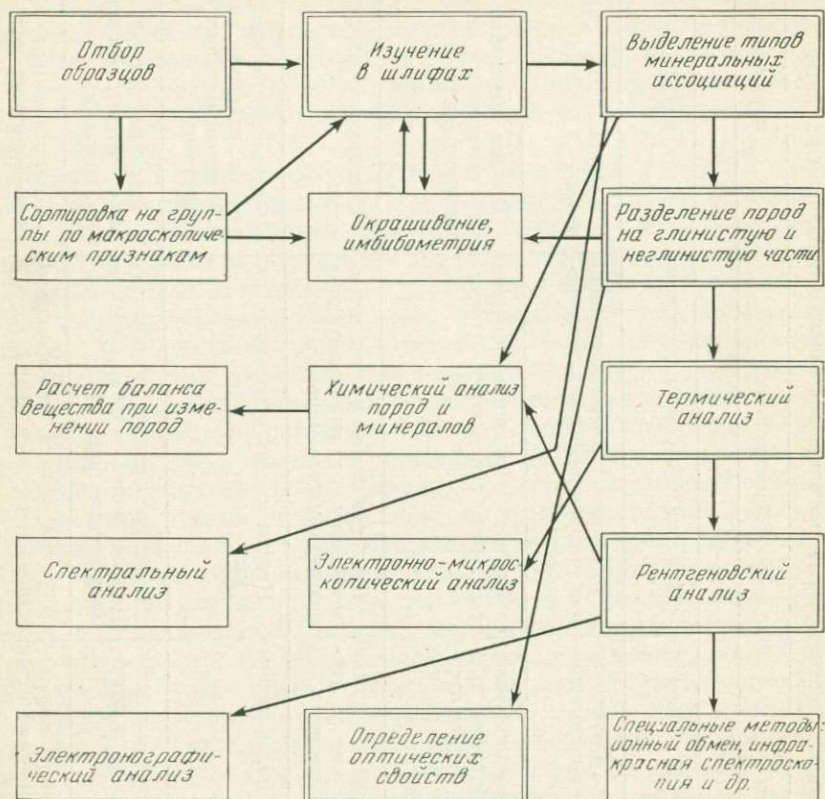


Рис. 16. Схема последовательности методов диагностики глинистого вещества аргиллизированных пород

минералов существует обширная литература. Отметим лишь особенности и возможности каждого метода при изучении аргиллизированных пород, последовательность операций и анализов аргиллизированных пород (рис. 16). Реликтовые первичные минералы и не глинистые минералы изучаются обычными методами. Кажется излишним также останавливаться на методах, применяемых при изучении любых метасоматитов (химический и спектральный анализы, изучение баланса вещества, определение физических свойств пород).

Окрашивание глинистого вещества по методике Н. Е. Веденевой и М. Ф. Видуловой (1956 г.) и имбибометрия¹

¹ Имбибометрия — наблюдения за изменением формы капель воды и этиленгликоля на приполюрованной поверхности глинистых агрегатов.

(J. Konta, 1963 г.) являются методами предварительной полевой диагностики глинистого вещества и не всегда могут дать удовлетворительные результаты, особенно при наличии смесей глинистых минералов, которые обычно и содержатся в аргиллизированных породах.

Исследование аргиллизированных пород в шлифах является обязательным приемом. Шлиф позволяет получить следующие сведения: 1) определить состав материнских пород и контролировать сопоставимость образцов из разных зон изменения по типу материнской породы; 2) произвести предварительную диагностику состава псевдоморфоз по каждому из замещенных минералов; 3) установить взаимоотношения минералов в агрегатных псевдоморфозах; 4) рассортировать собранную коллекцию по типам ассоциаций реликтовых и новообразованных минералов; 5) отобрать наиболее подходящие образцы для анализа тем или иным методом; 6) отобрать наиболее представительные образцы для анализа комплексом методов; 7) контролировать результаты анализов; 8) производить массовые определения состава аргиллизированных пород при наличии эталонных разрезов.

При определении глинистых минералов и их взаимоотношений необходимо пользоваться объективами с большим увеличением. После того как минеральный состав каждого выделенного по шлифам типа ассоциаций будет определен методами точной диагностики, исследователь может производить дальнейшую обработку материалов (построение разрезов, картирование и др.) по шлифам путем сравнения с эталонными образцами и разрезами.

Определение оптических констант глинистого вещества в иммерсионных препаратах и изучение его в электронно-микроскопических препаратах являются подсобными методами. Дисперсность глинистых агрегатов не позволяет получить точные константы минералов, за исключением некоторых случаев.

Электронно-микроскопические исследования оказывают большую помощь в диагностике глинистых минералов, но, взятые в отдельности, не обеспечивают достоверных определений. Сведения об этих методах имеются в книге «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин» (1957), в работах М. Ф. Викуловой (1952 г., 1961), Г. С. Гриценко и др. (1961 г.) и Р. Е. Грима (1956 г.).

Термический анализ на современных установках обеспечивает быструю сопряженную регистрацию данных дифференциального и термовесового анализов и является методом массовой предварительной диагностики термоактивного вещества аргиллизированных пород, но обычно не обеспечивает достоверной диагностики глинистых минералов, особенно в смесях. Вместе с тем он незаменим при диагностике аллофоноидов, при выявлении разновидностей монтмориллонитов, гидрослюд и позволяет уверенно отличить гидрослуду от серицита в тех случаях, когда данные рентгеновского анализа не позволяют это сделать.

Основными руководствами по термическому анализу глинистых минералов и расшифровке термограмм являются работы М. Ф. Викуловой (1957 г.), В. П. Ивановой (1961 г.), Р. Е. Грима (1956 г., 1967 г.), а также книга коллектива авторов под редакцией Р. К. Маккензи (R. C. Mackenzie, 1957 г.).

Рентгеновский анализ является главным методом достоверной диагностики состава глинистого вещества и обязателен при изучении аргиллизированных пород. Он осуществляется в порошковом варианте фотографическим и дифрактометрическим способами. Отдельные псевдоморфозы или мелкие обособления глинистых минералов могут быть вырезаны из шлифа и использованы для анализа (Г. Т. Волостных, Ю. С. Дьяконов, 1961 г.). Этот прием целесообразен при диагностике глинистых образований, составляющих небольшую часть вещества породы, выделение которых иными способами затруднено или невозможно.

Рентгеновский анализ позволяет: 1) достоверно определить минеральный состав дисперсных кристаллических фаз; 2) рассчитать параметры элементарной ячейки минералов и на основе этого в ряде случаев определить приближенно особенности состава минералов; 3) определить полиморфные модификации минералов, что особенно важно при изучении особенностей распределения по разрезу разновидностей гидрослюд, хлоритов, минералов группы каолинита; 4) контролировать чистоту материала для химического анализа отдельных минералов. Главными пособиями по рентгеновской диагностике глинистых минералов являются следующие: «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин» (1955); «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин» (1957) и «Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов» (1965).

Электроннографический анализ, основанный на определении параметров решетки минералом путем дифракции электронов, в некоторых случаях (например, при определении полиморфизма гидрослюд) превосходит возможности рентгеновского анализа, но в то же время иногда он не обеспечивает достоверности при определении монтмориллонитов, гидрослюд и смешанно-слоистых минералов. Сведения об электроннографическом анализе глинистых минералов суммированы Б. Б. Звягиным (1964 г.).

Отмучивание глинистых фракций производится для отделения глинистого вещества от посторонних примесей, мешающих анализу (кварц, полевые шпаты, реликтовые слюды и другие минералы), так как аргиллизированные породы редко бывают чисто глинистыми. Кроме того, в ряде случаев отмучиванием удается разделить на отдельные минералы само глинистое вещество или обогатить каким-либо минералом определенную фракцию. Обычно для анализов целесообразно выделять фракцию $\leq 0,002$ мм, так как более крупные фракции могут содержать не глинистые примеси, а фракция $< 0,001$ мм может оказаться резко обогащенной каким-либо минералом и, следовательно, выделенное глинистое вещество будет непред-

ставительным. Кроме того, глинистое вещество аргиллизированных пород часто содержит лишь небольшой процент фракции $< 0,001$ мм, преобладающая в более крупных фракциях.

Практика показывает, что фракция $< 0,005$ мм содержит небольшое количество не глинистых примесей и может быть использована для термических и рентгеновских анализов. Оптимальный размер глинистой фракции для исследования в каждом конкретном случае должен решаться опытным путем. Освобождение глинистых фракций от примесей наиболее полно достигается центрифугированием.

Обычно глинистые фракции выделяются выпариванием суспензий на так называемых «банях», что требует специально оборудованного кабинета и времени. Так как на традиционные виды анализа (термический и рентгеновский) требуется небольшое количество вещества, то можно применить метод скоростного получения глинистых фракций. Для этого необходим химический стакан высотой не менее 15 см и диаметром около 8 см, два стекла (6×6 и $2,5 \times 4$ см) и алюминиевые полоски, изогнутые как показано на рис. 17.

Для получения препарата дробленая или размятая содержащая глинистое вещество порода замачивается в воде, растирается и полученная суспензия сливается в стакан до его наполнения и отстаивается столько времени, чтобы осели ненужные фракции¹. После этого в суспензию на держателях на глубину примерно 10 см опускаются стекла, на которые осаждается глинистое вещество. Время осаждения определяется по тем же таблицам и зависит от того, какая фракция требуется для анализа. Чтобы извлечь стекла с глинистым осадком, суспензию нужно осторожно слить с помощью сифона, резиновой или полиэтиленовой трубки. Осадок на стеклах высушивается под лампой или на воздухе.

Достоинством этого метода является сокращение до минимума времени на отделение воды от глинистого вещества и возможность получения большого количества препаратов без специально оборудованного помещения, в частности и в полевых условиях. С площади стола средних размеров за двое суток можно получить 50 препаратов фракции $< 0,003$ мм для термического анализа на скоростных установках (глинистое вещество, соскобленное с больших стекол) и рентгеновского анализа на дифрактометре (малые стекла).

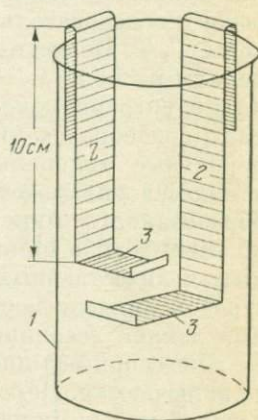


Рис. 17. Простейшее устройство для скоростного получения фракций глинистого вещества

1 — стакан; 2 — держатель; 3 — площадка для стекла

¹ Время осаждения частиц разного размера и удельного веса приводится в литературе по методике изучения осадочных пород.

Сведения о традиционных приемах отмучивания глинистого вещества приводятся в книге «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин» (1957) под ред. М. Ф. Викуловой и в руководствах по методике изучения осадочных пород.

О зонограммах измененных пород

Ввиду условности наименования зон измененных пород и необходимости в сжатой форме характеризовать состав и зональность ореолов последние описываются с помощью зонограмм, представляющих собой последовательный ряд формул минерального состава каждой зоны (Г. Т. Волостных, 1965 г.). В формуле материнской породы минералы располагаются в ряд понижающейся устойчивости к замещению с указанием количества (объемные %) каждого из них. Минералы-новообразования приводятся в числителе, а реликтовые первичные минералы — в знаменателе формулы. Косой штрих (') у индекса указывает на частичное замещение первичного или новообразованного минерала. Минеральные ассоциации псевдоморфоз по какому-либо минералу заключаются в скобки с указанием примерных количественных соотношений минералов (знаки $>$ $<$). Подстрочный индекс за скобкой означает материнский минерал, замещенный данной ассоциацией.

Акцессорные минералы и продукты их замещения в зонограммы не включаются. Перед каждой формулой ставится дробь, в числителе которой указан порядковый номер зоны, а в знаменателе — ее мощность в метрах. Например, зонограмма

$$\text{плаг}_{40}\text{орт}_{30}\text{кв}_{30} \frac{1}{5} \frac{(\text{к} \gg \text{м})_{\text{пл}}}{\text{орт}_{30}\text{кв}_{30}} \frac{2}{0,7} \frac{(\text{г} > \text{к}')_{\text{пл. ор}}}{\text{орт}_{10}\text{кв}_{30}}$$

означает, что в измененном аляските первичного состава: плагиоклаз (пл) 40%, ортоклаз (орт) 30% и кварц (кв) 30% выделены две зоны изменения. В первой зоне мощностью 5 м плагиоклаз замещен каолинит-монтмориллонитовым агрегатом, в котором каолинита (к) во много раз больше монтмориллонита (м), реликтовые первичные минералы этой зоны — ортоклаз и кварц. Во второй зоне мощностью 0,7 м плагиоклаз и две трети общего количества ортоклаза замещены глинистым агрегатом, в котором гидрослюда (г) преобладает над каолинитом и замещает его; в породе сохранился весь первичный кварц и третья часть исходного количества ортоклаза.

Зонограмма показывает устойчивость минералов к замещению, минеральный состав пород каждой зоны с выделением реликтовых и новообразованных минералов и указанием количественных соотношений минералов, состав псевдоморфоз по каждому замещенному минералу, последовательность минералообразования в полиминеральных псевдоморфозах с длительной историей формирования, зональность и мощность ореола измененных пород. Нижняя часть зонограммы представляет собой колонку растворения, а верхняя — колонку осаждения.

Глава четвертая

РУДОНОСНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Гидротермальное глинистое изменение боковых пород сопровождается формированием средне-низкотемпературных месторождений меди, молибдена, полиметаллов, урана, вольфрама, золота, серебра, ртути,

Таблица 4

Количество определений по видам анализов вещества аргиллизированных пород

Рудное поле или участок	Шлифы	Электронная микроскопия	Анализы				Определение физических свойств
			термический	электронно-графический	рентгеновский	химический	
Коунрадское	180	11	31	—	21	—	—
Верхне-Олекминское	970	15	105	17	67	45	Магнитность 325 Пористость 100 Плотность 150
Ононский	130	28	40	40	18	8	Пористость 20 Плотность 20
Большой Шаян	125	10	23	—	25	7	Пористость 25 Плотность 50
Чемпура	70	6	11	—	16	5	Плотность 5
Беганское	305	29	51	6	32	38	Пористость 35 Плотность 180
Береговское	210	38	59	—	45	4	Плотность 5
Стратиформные	797	65	108	4	364	88	—
Редкометальное (см. главу 7)	880	—	68	12	349	47	Пористость 80 Плотность 160
Цихис-Убани	20	11	14	11	10	—	—
Всего	3687	213	510	60	947	242	Плотность 570 Пористость 260 Магнитность 325

сурьмы, флюорита, барита, кварца и других руд. Распределение метасоматических продуктов в ореоле аргиллизированных пород, выражающееся в его зональности, отражает условия формирования ореола и, как следствие этого, степень его рудоносности. В этой главе приводятся сведения о зональности аргиллизированных пород месторождений, различных по составу и условиям образования. Так как при изучении дисперсных продуктов аргиллизированных пород важнейшее значение имеет обеспеченность достоверности определения их состава, то в табл. 4 приведены сведения об объемах аналитических работ по ореолам, изученным автором. Описания ореолов сопровождаются данными рентгеновских анализов. Результаты других анализов, совпадающие с данными рентгеновского анализа, не приводятся.

Материалы этой главы являются исходными для обсуждения ряда практически важных вопросов: 1) о зависимости состава аргиллизированных пород от состава вмещаемых ими руд (на примере ртутных месторождений); 2) о составе рудоносных и безрудных участков аргиллизированных пород в пределах одного рудного поля (на примере Верхне-Олекминского района); 3) о вертикальной зональности ореолов измененных пород с аргиллизацией на глубине (на примере Беганьского и Береговского месторождений); 4) о критериях рудоносности аргиллизированных пород; 5) о признаках, позволяющих отличить продукты гидротермального и супергенного изменения пород.

Рудные поля в интрузивных породах

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕДНОПОРФИРОВЫХ РУД

Гидротермальное глинистое изменение вмещающих пород средне-температурных месторождений меднопорфировых руд известно на западе США и в СССР. Геологическое строение месторождений этого типа повсеместно сходное: они приурочены к порфировым штокам монцонитового и гранодиоритового состава, прорывающим более древние эффузивные, осадочные или метаморфические породы. Возраст меднопорфировых месторождений США датируется как мезозойский или раннетретичный. Повсеместно отмечается более раннее, высокотемпературное, предшествующее аргиллизации изменение пород — обычно это так называемый калиевый метасоматоз, выражающийся в образовании серицита, биотита и калиевого полевого шпата.

Измененные породы месторождений меднопорфировых руд США

Месторождение Кэстл Доум (шт. Аризона) приурочено к штоку кварцевых монцонитов, интродуцировавшего сланцы докембрийского возраста; кварцевые монцониты секутся дайками диабазов и прорываются мелкими телами гранит-порфиров. В позднетретичное время

район был перекрыт мощными потоками дацитовый лавы. Рудное тело слагается из серии узких близко расположенных друг к другу крутопадающих кварц-сульфидных жил и вкрапленности сульфидов в блоках измененных пород, заключенных между жилами. Рудные минералы: пирит, халькопирит, молибденит (Peterson e. a., 1946, 1951).

Медная минерализация месторождения **Силвер-Белл** (шт. Аризона) последовала за внедрением штока кварцевых монцонит-порфиров в поле докембрийских аляскитов и послепалеозойских дацитовых лав с интрузиями дацитов. Среди рудных минералов преобладают пирит и халькозин, оруденение прожилково-вкрапленное (Kerr, 1951).

В районе месторождения **Санта-Рита** (шт. Нью-Мексико) ларамийский шток гранодиорит-порфиров прорывает пенсильванские и меловые сланцы и песчаники, содержащие силлы кварцевых диоритов. Гранодиорит-порфировый шток в свою очередь сечется дайками того же состава и содержит тела взрывчатых брекчий, сингенетичных с вмещающей их интрузией. Руды вкрапленно-прожилковые, халькозиновые, с небольшим количеством молибденита (Kerr, 1950).

На месторождении **Сан-Мануэл** (шт. Аризона) рудные тела (вкрапленные пирит-халькопиритовые руды) залегают среди измененных кварцевых монцонитов, монцонит-порфиров и диабазов. Наиболее древними из перечисленных пород являются кварцевые монцониты, которые прорываются мелкими штоками монцонит-порфиров, а последние секутся дайками диабазов. Послерудные риолиты образуют дайки и неправильной формы интрузивные тела (С. М. Schwartz, 1958 г.).

Строение и состав ореолов изменения пород на рассматриваемых месторождениях отражены в зонограммах.

$$\begin{aligned}
 & \text{Кэстл Доум} \quad \begin{array}{l} \text{монцонит} \\ \text{пл}_{30} \text{би}_{7} \text{ор}_{23} \text{кв}_{33} \end{array} \frac{1}{>200} \frac{(c > \text{эп}, x, \text{кц})_{\text{пл}, \text{би}}}{\text{пл}', \text{би}', \text{ор}, \text{кв}} \frac{2}{500} \times \\
 & \quad \times \frac{(m > g)_{\text{пл}, \text{би}}}{\text{би}', \text{ор}, \text{кв}} \frac{3}{300} \frac{(c > \text{кв})_{\text{пл}, \text{би}, \text{ор}} + \text{ад}, \text{тр}}{\text{ор}, \text{кв}} \\
 & \text{Силвер-Белл} \quad \begin{array}{l} \text{кв. монцонит} \\ \text{би}, \text{пл}, \text{ор}, \text{кв} \end{array} \frac{1}{>50} \frac{(x)_{\text{би}} (k > g)_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ор}, \text{кв}} \frac{2}{>50} \times \\
 & \quad \times \frac{(r)_{\text{би}} (r > k')_{\text{пл}, \text{ор}} + \text{ад}}{>200} \frac{3}{\text{кв}} \frac{(c \approx \text{кв})_{\text{би}, \text{пл}, \text{ор}}}{\text{кв}} \\
 & \text{Санта-Рита} \quad \begin{array}{l} \text{гранодиорит-порфир} \\ \text{аф}, \text{би}, \text{пл}, \text{кв. ом}_{60} \end{array} \frac{1}{300} \frac{(x > \text{п})_{\text{аф}}}{\text{би}, \text{пл}, \text{кв}, \text{ом}} \times \\
 & \quad \times \frac{2}{>100} \frac{(x > \text{п})_{\text{аф}, \text{би}} (k > m)_{\text{пл}}}{\text{би}', \text{кв}, \text{ом}} \frac{3}{>300} \frac{(r)_{\text{аф}, \text{би}} (k > c, r, m)_{\text{пл}} (\text{кв}, \text{к}, r)_{\text{ом}}}{\text{кв}} \times \\
 & \quad \times \frac{4}{>50} \frac{(c \gg k')_{\text{пл}} (\text{кв} > c)_{\text{ом}}}{\text{кв}}
 \end{aligned}$$

$$\text{Сан-Мануэл} \begin{array}{l} \text{монцит} \\ \text{би, пл, ор, кв} \end{array} \frac{1}{>300} \frac{(\kappa > \gamma, \text{м} > \chi, \text{кц})_{\text{пл, ор}} (\text{гб, х, г, эп, кц})_{\text{би}}}{\text{пл, ор, кв}}$$

$$\frac{2}{>300} \frac{(\text{с, г} > \chi)_{\text{би}} (\text{г} > \kappa', \text{с} > \gamma, \text{м})_{\text{пл}}}{\text{ор, кв}} \frac{3}{>150} \frac{(\text{с} > \gamma' > \kappa')_{\text{пл, ор}} (\text{гб} > \chi)_{\text{би}}}{\text{кв}}$$

Ореолы измененных пород шириной 1 км и более обычно расчленяются на три части. Во внешней зоне слабого изменения типоморфными минералами являются хлорит и нередко минералы группы эпидота в псевдоморфозах по темноцветным минералам. Плаггиоклаз может быть в незначительной степени замещен глинистыми минералами (характерен монтмориллонит) в ассоциации с эпидотом или без него, либо остается почти свежим (как в Санта-Рита). Промежуточная зона (или несколько зон) имеет существенно глинистый состав новообразований в псевдоморфозах по темноцветным минералам и плаггиоклазу. Эта часть ореола иногда разделяется на две подзоны: внешнюю каолинит-монтмориллонитового состава и внутреннюю каолинит-гидрослюдяного состава. Но чаще эта зона описывается как содержащая монтмориллонит, каолинит и гидрослюда, либо только два последних минерала.

Внутренняя рудоносная зона имеет более сложный состав. Типоморфными минералами этой зоны являются гидрослюда, серицит и кварц, часто сохраняется небольшое количество каолинита. Гидрослюдяно-серицит-кварцевая ассоциация наиболее тесно связана с рудоотложением. В одних случаях, например в рудном поле Кэстл Доум, породы этой зоны образуют узкие оторочки около кварц-сульфидных жил в пределах промежуточной зоны каолинитового или каолинит-монтмориллонитового состава. Мощность ореола кварц-гидрослюдяного изменения резко возрастает в блоках с большим количеством сближенных жил, достигая в ряде случаев нескольких сотен метров. Образование гидрослюдяно-серицит-кварцевой ассоциации по породам каолинитового и монтмориллонитового состава отмечается большинством исследователей. Серицитовые, а не гидрослюдяные параметры минерала никем не были доказаны и возможно «серицит» является крупночешуйчатой гидрослюдой.

Очевидно, аргиллизации предшествовала слабая серицитизация плаггиоклаза, проявленная почти на всех месторождениях меднопорфировых руд. Ассоциация хлорит — эпидот — гидробитот — пирит в псевдоморфозах по темноцветным минералам во внешней части ореола, именуемая обычно пропиловым изменением, многими геологами рассматривается как предшествующее аргиллизации изменение, однако другими исследователями (Burnham, 1962) правомерность такой интерпретации процесса изменения пород ставится под сомнение.

На месторождении Сан-Мануэл закартирована не включенная в зонограмму кварц-алунитовая зона в виде овала размером 200×300 м среди пород гидрослюдяной зоны (в зонограмме зона 2). Породы кварц-алунитовой зоны состоят из каолинита, алунита и кварца с примесью гидрослюды, аллофана и галлуазита. Скважина, пробуренная

под эту зону, не вскрыла аналогичных пород на глубине. Г. Швартц (G. Schwartz, 1958 г.) предполагает, что эта зона является центральной частью ореола, но более вероятна ее принадлежность к вышележащей уничтоженной эрозией «сульфатарной шляпе» вторичных кварцитов, подобной описываемой ниже для Беганьского месторождения.

Аргиллизированные породы Коунрадского месторождения медных вкрапленных руд

Сведения о Коунрадском месторождении меднопорфировых руд, его измененных породах, генезисе и истории изучения приведены в работах Н. И. Наковника (1937 г., 1964). Не останавливаясь на характеристике месторождения, отметим лишь главнейшие черты его строения и состав измененных пород (рис. 18). По данным

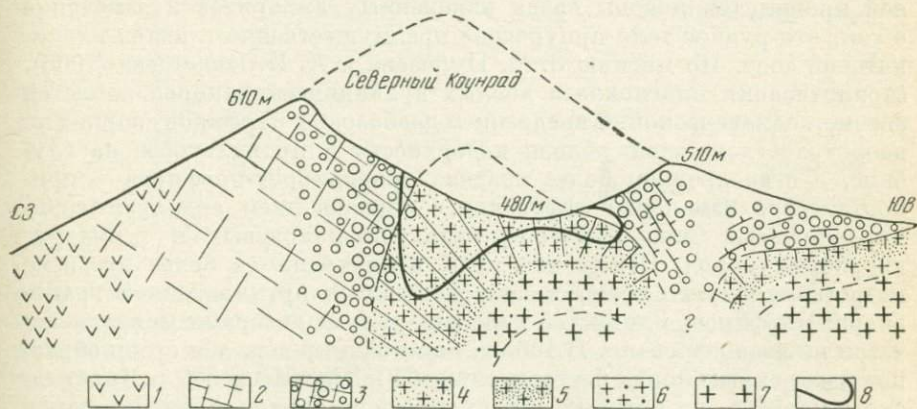


Рис. 18. Схематический поперечный разрез через Северный Коунрад и его меднорудное тело. По Н. И. Наковнику (1964)

1 — риолиты; 2 — серицитовые вторичные кварциты по риолитам; 3 — зона развития андалузита, корунда, диаспора, динкита, алунита; 4 — зона серицитовых вторичных кварцитов по гранодиорит-порфирам (зона рассеянного халькопирита); 5 — зона гидротермальной аргиллизации; 6 — пропилитизированные гранодиорит — порфиры; 7 — порфировидные гранодиориты; 8 — контур рудного поля

Н. И. Наковника, в районе месторождения эффузивная липаритовая толща (С—Р?) прорвана интрузией гранодиорит-порфиров (Р). Рудное тело (штокверк) приурочено к области контакта измененных эффузивов и гранодиорит-порфиров и залегает преимущественно среди последних. Первичные руды Коунрада состоят в основном из пирита, халькопирита, энаргита, борнита, молибденита, теннантита и тетраэдрита. На горизонте 500 м наблюдается два типа рудных прожилков: ранние жилки зеленовато-серого кварца с пиритом и халькопиритом и более поздние метасоматические жилки темно-серого мелкозернистого кварца с халькозином. И те, и другие образуют штокверковые зоны. Кварц-халькозиновая штокверковая зона имеет северо-северо-западное направление.

Измененные породы Коунрадского месторождения являются одним из классических примеров вторичных кварцитов. Среди измененных липаритов и липарит-порфиров в направлении от контакта с гранодиорит-порфирами выделяются в первом приближении две зоны суммарной мощностью 500—600 м: 1) андалузитовая зона с корундом, диаспором, диккитом и алунитом, 2) внешняя зона серицитовых вторичных кварцитов. Измененные гранодиорит-порфиры расчленены на три зоны: приконтактовую серицитовых вторичных кварцитов, промежуточную аргиллизированных пород и внешнюю пропилитовую. Суммарная мощность двух первых зон около 500 м (Наковник, 1964).

Схема вертикальной последовательности 12 зон, выделенных С. Н. Гавриковой и И. М. Юдиным (1966), принципиально не отличается от схемы Н. И. Наковника. Новым является выделение внешней пропилитовой зоны среди измененных липаритов и замечание о том, что рудное тело приурочено преимущественно к кварц-каолининовой зоне. По мнению З. М. Нурбаева и А. И. Полетаева (1966), серицитизация плагиоклаза кислых вулканических пород является аутометасоматической. С внедрением диабазовых порфиров сопряжено цеолитовое изменение вблизи поверхности и пропилитовое на глубине, а с внедрением более поздних гранодиорит-порфиров — приконтактовое изменение эффузивов с образованием андалузит-серицит-кварцевых, корунд-диаспор-андалузит-кварцевых и турмалин-кварцевых пород. Отложение руды происходило в более позднюю гидротермальную стадию и сопровождалось аргиллизацией гранодиорит-порфиров. Глинистое изменение пород авторами минералогически не расшифровано. В 1965 г. нами был произведен отбор образцов измененных пород на горизонтах 610, 560, 515 и 500 м Коунрадского карьера, на которых эффект изменения гранодиорит-порфиров воспринимается как существенно глинистый. Породы изучались в шлифах, а глинистые фракции 0,005—0,001 мм термическим и рентгеновским методами.

Глинистому изменению подвержены гранодиорит-порфиры с ранним серицитовым и реже пропилитовым изменением. В аргиллизированных породах сохраняется переменное количество серицита или минералов раннего среднетемпературного пропилитового парагенезиса. По сумме минеральных ассоциаций раннего и глинистого изменений выделены две серии зон: пропилит-глинистая и серицит-глинистая (табл. 5, рис. 19). Последовательность типоморфных минералов ореола глинистого изменения на Коунрадском месторождении такая же, как и на других подобных месторождениях: монтмориллонит во внешней зоне, каолинит в промежуточной и гидрослюда в зоне, прилегающей к халькозиновому штокверку и вмещающей его. В пропилит-глинистой серии плагиоклаз замещается каолинит-монтмориллонитовым агрегатом во внешней зоне с предшествующей слабой пропилитизацией. В более внутренней зоне этой серии, с предшествующим гидробиотитовым замещением плагиоклаза, гидробиотит замещается каолинитом, при этом в псевдоморфозах по плагиоклазу

**Метасоматические продукты ореола измененных гранодиорит-порфиров
Коуирадского месторождения**

Состав псевдоморфоз	Серицит-глинистая серия			Пропилит-глинистая серия	
	Зона изменения				
	кварц- серицит- гидро- слюдная	серицит- гидрослюда- но-каолини- товая	серицит- каолини- товая	гидробиотит- каолини- товая	пропилит-монт- мориллонитовая
По биотиту	← Кварц →	← Серицит → ← Каолинит →	← Рutil → ← Хлорит →	← Гидробиотит →	← Клиноцоп- зит → ← Эпидот →
По плагио- клазу	← Кварц →	← Гидрослюда → ← Каолинит →	← Серицит →	← Гидробио- тит →	← Монтмс- риллонит →

появляются мелкие кристаллики рутила, образующиеся при замещении гидробиотита. Такой же рутил встречается в псевдоморфозах по плагиоклазу и в следующей, серицит-каолининовой зоне, что свидетельствует о предшествующем каолинизации гидробиотит-серицитом изменении пород.

В серицит-каолининовой зоне псевдоморфозы по плагиоклазу состоят из агрегата крупночешуйчатого серицита и каолинита. Каолинит замещает серицит. В серицит-гидрослюда-но-каолининовой зоне серицита мало, с каолином ассоциирует тонкочешуйчатая глинистая гидрослюда в псевдоморфозах по плагиоклазу. В породах с тонкими жилками и вкрапленностью халькозина псевдоморфозы по плагиоклазу гидрослюдяные с небольшим количеством серицита, отличающегося от гидрослюды более высоким показателем преломления и крупнозернистым обликом частиц с четкими ограничениями. В кварц-серицит-гидрослюдяной зоне большая часть кристаллов плагиоклаза замещена гидротермальным кварцем, ассоциирующим с гидрослюдой и серицитом.

Псевдоморфозы по биотиту в большей части ореола измененных пород состоят из хлорита, серицита и мелких зерен рутила. В пропилит-глинистой серии около 40% объема псевдоморфоз по биотиту приходится на мелкозернистый гидробиотит. По мере приближения к рудному штокверку количество хлорита убывает, уступая место крупночешуйчатому серициту, который часто замещается каолином.

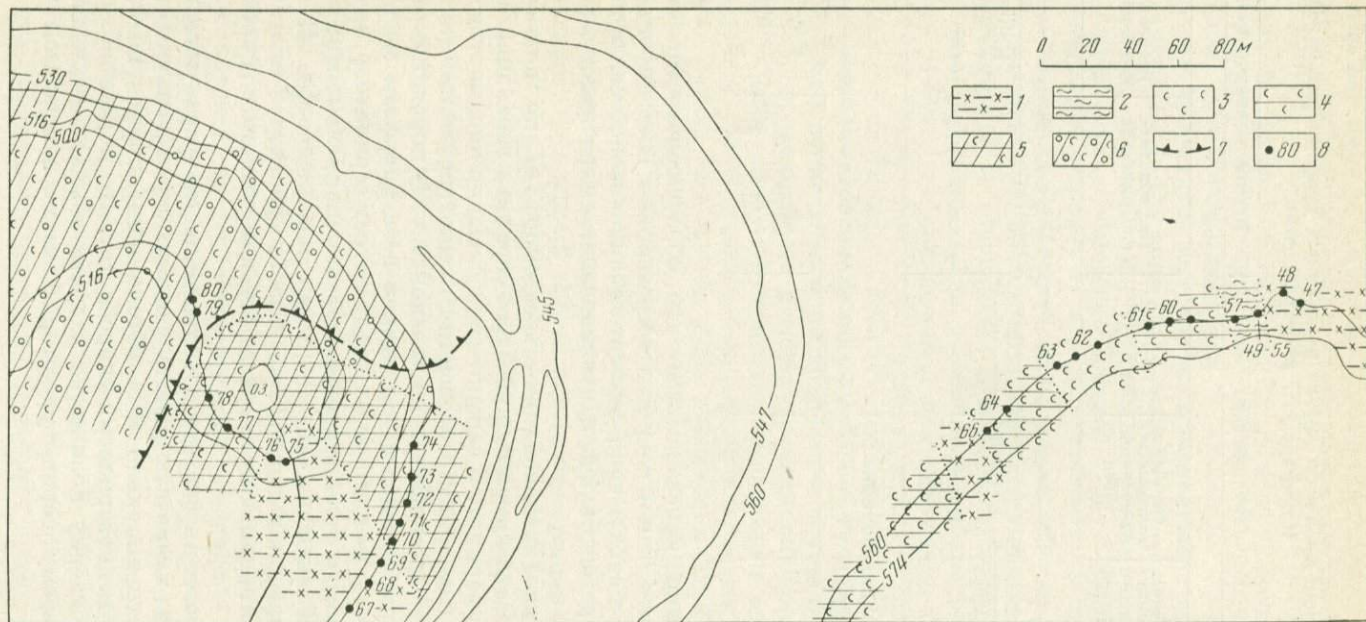


Рис. 19. Схематический план измененных пород центральной части карьера Коунрадского месторождения

1—6 — зоны измененных пород: 1 — пропилитовая, 2 — серицит-каолинит-гидробiotитовая, 3 — кварц-серицитовая, 4 — серицит-каолинитовая, 5 — серицит-гидрослюда-каолинитовая, 6 — кварц-серицит-гидрослюда-каолинитовая; 7 — контур рудного тела; 8 — места взятия образцов и их номера

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальное глинистое изменение гранитоидов, вмещающих среднетемпературные кварц-молибденитовые жилы, описано для Забайкалья (Казицын, 1960, 1962, 1965; Б. В. Долишний, 1966 г.; А. И. Ежов, 1966 г.) и Канады (Stephens, 1965). Гипабиссальные месторождения этого типа приурочены к районам батолитоподобных гранитоидных интрузий и связаны с трещинными субвулканическими интрузиями гранит-порфиров, переходящих на глубине в граниты, и дайками диоритового состава, являющихся корнями разновозрастных эффузивов. Послемагматический процесс, приводящий к концентрации молибдена в трещинных кварцевых жилах, начинается с высокотемпературной широко проявленной калишпатизации пород, на которую затем накладывается серицитизация и более низкотемпературное глинистое изменение.

Безымьянное месторождение кварц-молибденитовых жил генетически связано с трещинными интрузиями амуджикано-шахтаминского комплекса (J₃). Глинистому околожильному изменению предшествует калишпатизация и серицитизация пород. Глинистое изменение расматривается как послерудное (Казицын, 1960, 1962).

В аргиллизированных габбро-диоритах наблюдается следующая последовательность зон (от внешних к внутренним): биотитовая, гидрослюдяная, каолинит-анкеритовая. Состав зон указан в зонограмме ¹

$$\begin{array}{c} \text{габбро-диорит} \\ \text{аф}_{14}\text{пл}_{60}\text{би}_{10}\text{ор}_{4}\text{кв}_{5} \end{array} \quad \frac{1}{>1,5} \quad \frac{(\text{би} > \text{ап})_{\text{аф}} (\text{ап})_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би}, \text{ ор}, \text{ кв}}$$

$$\frac{2}{1,0} \quad \frac{(\text{г} > \text{би}, \text{ ап})_{\text{аф}} (\text{г} > \text{к})_{\text{би}} (\text{ап} > \text{к})_{\text{пл}}}{\text{ор}, \text{ кв}} \quad \frac{3}{1,0} \quad \frac{(\text{к} > \text{ап} > \text{кв} > \text{г})_{\text{аф}}, \text{ би}, \text{ пл}, \text{ ор}}{\text{ор}', \text{ кв}}$$

Гидротермальное глинистое изменение пород около кварц-молибденитовых и кварц-карбонат-сульфидных жил Шахтаминского месторождения в Восточном Забайкалье описано В. Д. Пампурой, Г. Г. Афоной (1964) и Ю. В. Казицыным (1965). Район Шахтаминского месторождения сложен биотит-роговообманковыми гранитами, прорывающими юрские породы. Рудное тело расположено в пределах развития широкой полосы даек и небольших массивов гранит-порфи-

¹ В гидрослюдяной зоне, судя по приводимой дебаграмме, присутствует монтмориллонитовый компонент (отражение 13,9 Å). Отражение 13,9 Å не может принадлежать гидробиотиту; кроме того, биотитовый тип гидрослюды не доказан рентгенограммой, так как отражение 1,539 Å, которое могло бы принадлежать ему, является одним из наиболее сильных отражений кварца, присутствующего в пробе. Вместе с тем на рентгенограмме имеется отражение 1,494 Å, характерное для диоктаэдрической гидрослюды (060), обычно встречаемой в аргиллизированных породах. Таким образом, зона 2, следующая за биотитовой зоной, содержит монтмориллонитовый компонент, как и в ореоле измененных пород Шахтаминского месторождения.

ров, с интрузией которых генетически связывается молибденовая минерализация (В. И. Сотников, 1961 г.).

По данным Ю. В. Казицына (1965), в гранодиоритах наблюдается калишпатизация и серицитизация около кварц-молибденитовых жил и глинистое изменение около кварц-карбонат-полиметаллических жил. Состав и зональность измененных пород около кварц-карбонат-полиметаллических жил описывается зонограммой

$$\begin{array}{c} \text{гранодиорит} \\ \text{аф}_7, \text{пл}_{41}\text{би}_5\text{ор}_{18}\text{кв}_{25} \end{array} \frac{1}{0,7} \frac{(\text{би} > \text{кв}, \text{ор})_{\text{аф}}}{\text{пл, би, ор, кв}} \frac{2}{0,25} \frac{(?)_{\text{аф}}(\text{м})_{\text{пл}}}{\text{би, ор, кв} ?} \frac{3}{?} \frac{(?)_{\text{аф}}(\text{г} > \text{кв})_{\text{пл}}}{\text{би, ор, кв}} \times \\ \frac{4}{0,6} \frac{(?)_{\text{аф}}(\text{г})_{\text{пл}}(\text{с} > \text{п})_{\text{би}}(\text{кв, к, кб})_{\text{ор}}}{\text{кв}} \frac{5}{0,2} \frac{(\text{кв, к, с})_{\text{аф, пл, би}}(\text{кв, к})_{\text{ор}+\text{св}}}{\text{кв}} \times \\ \times \frac{6}{0,2} \frac{(\text{кв} > \text{к} > \text{с})}{?} .$$

Как видно, ореол измененных пород мощностью около 2 м расчленяется на шесть зон: внешнюю (1) с развитием биотита по амфиболу, следующую за ней с монтмориллонитом по плагиоклазу (2), две зоны гидрослюдяно-серицитового изменения (3, 4) и зоны каолинит-кварцевых псевдоморфоз по первичным алюмосиликатам (5, 6).

Зональность аргиллизированных гранитов около кварц-молибденитовых жил, по данным В. Д. Пампуры и Г. Г. Афоной (1964), несколько иная; аргиллизация сопровождается собственно кварц-молибденитовую стадию рудного процесса. В ассоциации с более поздними карбонатно-сульфидными прожилками отмечено каолинит-монтмориллонитовое изменение.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальная аргиллизация пород, сопровождающая полиметаллическое оруденение, описана Ф. Г. Бонорино (Bonorino, 1959) и Е. В. Тукером (Тооker, 1956 г., 1963, Р. К. Sims, А. А. Drake, Е. W. Тооker, 1963 г.) в Передовом хребте (шт. Колорадо, США) и в Армориканском массиве во Франции (J. A. Sarcia e. a., 1965 г.).

Ф. Г. Бонорино исследовал измененные породы старых полиметаллических рудников в районах Брекенридж, Монтесума, Арджентайн, Джорджтаун, Карибу, Вард и Джеймстаун (сведения о геологическом строении Передового хребта приведены в гл. 2). В полосе от Джеймстауна до Брекенриджа крутопадающие полиметаллические жилы залегают в изверженных и метаморфических породах, возраст которых датируется от докембрия до мезозоя. Древнейшими породами района являются слюдяные и роговообманковые сланцы формации Айдахо-Спрингс с широко проявленной мигматизацией гранитным материалом в восточной половине хребта; в юго-западной части хребта преобладают роговообманковые сланцы. Породы формации Айдахо-Спрингс вмещают несогласные интрузии докембрийских гранитоидов: граниты Боулдер-Крик и Силвер-Плюм, секущиеся

дайками пегматитов. В большинстве случаев жилы залегают в гранитах или в породах формации Айдахо-Спрингс, но в районе Брекенридж вмещающими породами могут быть палеозойские и мезозойские осадочные породы. В северо-восточном направлении от Брекенриджа до Джеймстауна прослеживаются мелкие порфировые интрузии ларамийского времени от диоритового до кварц-монцонитового состава. Возраст минерализации, определенный по отношению $\text{Pb}^{207} : \text{Pb}^{235}$, третичный (59 ± 5 млн. лет).

Аргиллизированные породы районов Брекенридж, Монтесума, Арджентайн, Джорджтаун, Вард

В этих районах кварц-карбонатные жилы мощностью около 1,5 м содержат пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, пираргирит. Вмещающими породами являются: латитовый порфир в Брекенридже (рудник Веллингтон); кварц-плагиоклазовый амфиболовый аспидный сланец с прослоями тоналита и гранодиорита в Монтесуме (рудник Силвер-Кинг); сланцы, гнейсы и амфиболиты формации Айдахо-Спрингс в Джорджтаун и Арджентайн, граниты и кварцевые монциты в районе Вард. В Брекенридж, Монтесуме и Арджентайн проявлено предшествующее аргиллизации изменение: серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. В этих районах около полиметаллических жил рудосопровождающее изменение выражается в образовании одной зоны, в которой плагиоклаз замещен ассоциацией каолинит — кварц — гидрослюда (резко преобладает), а биотит — каолинитом, кварцем, сидеритом (в порфирах), гидрослюдой и сидеритом (в аспидных сланцах) или сидеритом (в амфиболитовых сланцах). Мощность измененных пород достигает 30 м при мощности рудной жилы до 1,5 м.

В районах Джорджтаун, Вард и в некоторых рудниках района Арджентайн эта единственная зона изменения с максимальной мощностью 7 м имеет несколько иной состав: плагиоклаз замещен ассоциацией монтмориллонит — каолинит — гидрослюда, а биотит — карбонатом. Около неминерализованной трещины (рудник Уайт-Равен) в кварцевом монцит-порфире обнаружена еще одна более внешняя зона, в которой плагиоклаз замещен каолинитом, а в основной массе наблюдается каолинит-монтмориллонитовое изменение. Расшифровка изменения пород около свинцово-серебряных жил в районе Джорджтаун сложна из-за широкого проявления предшествующего слабого грейзеноподобного изменения гранитов, с которым сопряжено образование флюорита. В единственной зоне изменения пород ортоклаз и гидрослюда заместили плагиоклаз.

Аргиллизированные породы центральной части Передового хребта

Околорудные породы в районе Айдахо-Спрингс — Централ-Сити — Ламартин — Лаусон изучены Е. В. Тукером (Тоокег, 1963). В этой части минерального пояса наблюдается горизонтальная

зональность в распределении рудных жил разного состава. Выделяются три зоны: 1) центральная рудная зона, содержащая преимущественно жилы с полиметаллами и медью; 2) промежуточная рудная зона с жилами со сфалеритом, галенитом и сульфидами меди; 3) внешняя зона с галенит-сфалеритовыми жилами. Местами в значительных количествах появляются урановая смолка, энургит, марказит, полибазит, теллуриды золота и серебра, самородное золото или электрум. Преобладающим жильным минералом является кварц, но местами значительную роль играют карбонаты.

Аргиллизированные породы, обрамляющие рудные жилы, расчленены Е. В. Тукером на три зоны, состав которых показан в зонограмме.

$$\begin{array}{c} \text{гранодиорит} \\ \text{сф}_5\text{аф}_1\text{пл}_{40}\text{би}_{20}\text{ор}_5\text{кв}_{30} \end{array} \begin{array}{l} 1 \frac{(x > \text{кц} > \text{г})_{\text{аф}} (\text{м} > \text{к} > \text{кц})_{\text{пл}} (x)_{\text{би}}}{\text{пл}'_{20}\text{би}'_{20}\text{ор}'_5\text{кв}'_{30}} \\ 2 \frac{(\text{кц} > \text{г} > x)_{\text{аф}} (\text{м}' \cong \text{к}' \cong \text{г})_{\text{пл}} (x' > \text{к}, \text{м})_{\text{би}}}{\text{би}_{15}\text{ор}_{15}\text{кв}_{30}} \end{array} \begin{array}{l} 3 \frac{(c > \text{к}')_{\text{пл}} (c > \text{к} > \text{м})_{\text{би}}}{\text{ор}_{2}\text{кв}_{25}} \end{array} .$$

Качественно сходный состав имеют аргиллизированные биотит-мусковитовые граниты и микроклин-кварц-плаггиоклаз-биотитовые гнейсы, кварцевые диориты, амфиболиты и гранато-кварцевые гнейсы. Если ориентироваться на состав псевдоморфоз по преобладающему минералу (плаггиоклазу), то внешняя зона имеет каолинит-монтмориллонитовый, промежуточная — монтмориллонит-каолинит-гидрослюдайной, а внутренняя — каолинит-серцитовый состав. Во второй и третьей зонах в псевдоморфозах по плаггиоклазу присутствует смешанно-слоистый минерал гидрослюда — монтмориллонит. Сильно аргиллизированные породы третьей зоны расчленяются на несколько подзон, отличающихся друг от друга преобладанием того или иного глинистого минерала: наиболее внешняя подзона, обогащенная монтмориллонитом, переходит в среднюю подзону, обогащенную иллитом; внутренняя подзона обогащена каолинитом.

Аргиллизированные породы района Карибу

Ф. Г. Бонорино описал разрез измененных монцонитов мощностью около 1 м близ кварцевых жил галенит-сфалерит-пиритового типа, вскрытых штольней Айдахо (горизонт 500 футов). Зонограмма ореола измененных пород следующая:

$$\begin{array}{c} \text{монцонит} \\ \text{аф} \text{ пл, би, ор, кв} \end{array} \begin{array}{l} 1 \frac{(n > \text{к})_{\text{аф}} (\text{г} > \text{сд})_{\text{би}}}{? \text{аф}', \text{би}', \text{пл}, \text{ор}, \text{кв}} \end{array} \begin{array}{l} 2 \frac{(n > \text{к})_{\text{аф}} (\text{г} > \text{сд} > \text{кв})_{\text{би}} (\text{м} > \text{к})_{\text{пл}}}{0,05 \text{ би}', \text{ор}, \text{кв}} \\ 3 \frac{(\text{сд})_{\text{аф}} (\text{к} > \text{сд})_{\text{би}} (\text{к}' > \text{г})_{\text{пл}}}{0,2 \text{ би}', \text{ор}, \text{кв}} \end{array} .$$

Во внешней зоне слабого изменения часть кристаллов амфибола замещена каолинит-нонтронитовым агрегатом, а часть кристаллов биотита — флогопитовой гидрослюдой с сидеритом. В зонах более

сильного изменения резко возрастает количество глинистых минералов вследствие замещения ими плагиоклаза. По продуктам замещения плагиоклаза выделяются каолинит-монтмориллонитовая зона в средней части разреза и прилегающая к жиле каолинит-гидрослюдяная зона, в которой каолинит замещается гидрослюдой, иногда встречаются жилки ортоклаза.

Некоторые полиметаллические жилы содержат уранинит. Аргиллизация пород около Радиевой жилы на горизонте 1040 футов изучалась Г. Д. Райтом (Wright, 1954). По составу и зональности аргиллизированные породы около ураноносных жил такие же, как и около полиметаллических. Аргиллизированные сиениты (монцониты) расчленены Г. Д. Райтом на три зоны: внешнюю слабого эпидот-хлоритового изменения, среднюю — монтмориллонитовую и прилегающую к жиле каолинит-серицитовую. Кроме того, описана гибридная каолинит-монтмориллонит-серицитовая зона, возникшая в результате серицитизации монтмориллонитовой зоны.

Состав и последовательность зон измененных пород месторождений Карибу описываются следующей зонограммой:

$$\begin{array}{c} \text{сиенит} \\ \text{пи, пл, би, ор} \end{array} \quad \frac{1}{0,6} \quad \frac{(\text{кц} > \text{п})_{\text{пи}} (\text{х} > \text{п})_{\text{би}} (\text{м} > \text{к} > \text{с})_{\text{пл}}}{\text{пи}', \text{пл, би, ор}} \\ \frac{2}{0,1} \quad \frac{(\text{кц} > \text{п})_{\text{пи}} (\text{м}' > \text{к}' > \text{с})_{\text{пл, ор}} (\text{с})_{\text{би}}}{\text{би, ор}} \quad \frac{3}{0,15} \quad \frac{(\text{кц} > \text{п})_{\text{пи}} (\text{с} > \text{кв} > \text{к}' > \text{м}')_{\text{пл}} (\text{с})_{\text{би, ор}}}{\text{ор}'}$$

Измененные породы рудного поля Карибу изучались также Ф. Г. Мором, В. С. Кавендером и Е. П. Кайзером (Moore, Cavender, Kaiser, 1957). Во многих местах зона собственно глинистого изменения выпадает из разреза, замещаясь «серицитовой» зоной. «Серицит» в этих разрезах, по данным Ф. Г. Бонорино, является гидрослюдой, но имеется и ранний типичный серицит. Некоторые количественные различия в составе пород, описанных Г. Д. Райтом и Ф. Г. Бонорино, объясняются, вероятно, тем, что разрез, проведенный Ф. Г. Бонорино, находится на 170 м выше разреза Г. Д. Райта. В Передовом хребте имеется еще несколько небольших урановых месторождений подобного типа, залегающих среди аргиллизированных пород (Р. К. Sims, D. M. Sheridan, 1964 г.).

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Аргиллизация пород около ферберитовых жил описана Т. С. Лаврингом (Lovering, 1941) и Ф. Г. Бонорино (Bonorino, 1959). Рудное поле находится в пределах докембрийского батолита кварцевого монцонита Боулдер-Крик, прорывающего докембрийские кварц-биотитовые кристаллические сланцы. Эти породы секутся дайками роговообманковых монцонит-порфиров ларамийского времени, с которыми парагенетически связывается вольфрамовая минерализация. Ферберит содержится в крутопадающих кварцевых жилах выполнения, которые являются полиметаллическими (сульфиды цветных

металлов и теллуриды золота). В кварце обычно отмечается вкрапленность минерала, по составу промежуточного между минералами группы алувита и сванбергитом. Месторождение среднетемпературное, приповерхностное.

В измененных породах, обрамляющих ферберитовые жилы, Т. С. Лавринг выделил четыре зоны: 1) внешнюю аллофан-монтмориллонитовую с гидрослюдой и серицитом; 2) переходную с преобладанием бейделита, 3) внутреннюю диккитовую; 4) прилегающую к жиле существенно серицитовую.

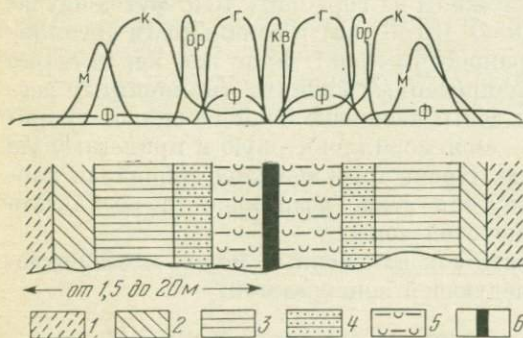


Рис. 20. Схематический разрез измененных пород около кварцевых жил с золотосодержащим шпритом и ферберитом. Рудники Голд-Хилл и Нидерланд. По Ф. Г. Бонорино (Bonogino, 1959)

Зоны измененных пород: 1 — внешняя, 2 — монтмориллонитовая, 3 — каолининовая, 4 — ортоклазовая, 5 — гидрослюдяная; 6 — рудная жила

каолининовая, ортоклазовая, гидрослюдяная (рис. 20).

Серицит, замещающий на 10—20% плагиоклаз, Ф. Г. Бонорино относит к продуктам предшествующего доларамийского изменения. Не обнаружил он аллофана во внешней зоне. Во всех внутренних зонах присутствует каолинит. Отношение мощностей гидрослюдяной зоны и жилы 5 : 1. Зональность аргиллизированных пород может быть выражена следующей зонограммой:

$$\begin{aligned}
 & \text{кв. монционит} \\
 & \text{аф, пл, би, ор, кв} \quad 1 \quad \frac{(\text{к, н})_{\text{аф}} (\text{ф})_{\text{би}}}{\text{пл, би}', \text{ор, кв}} \quad 2 \quad \frac{(\text{к, н})_{\text{аф}} (\text{ф} > \text{сд})_{\text{би}} (\text{м})_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{би}', \text{ор, кв}} \\
 & 3 \quad \frac{(\text{к, н})_{\text{аф}} (\text{кв, к, м, ф, сд})_{\text{би}} (\text{м, к})_{\text{пл}}}{\text{би}' \text{ ор, кв}} \quad 4 \quad \frac{(\text{сд})_{\text{аф}} (\text{к, м, ф, сд, кв})_{\text{би}} (\text{к})_{\text{пл}}}{\text{би}', \text{ор, кв}} \\
 & 5 \quad \frac{(\text{сд})_{\text{аф}} (\text{ф} > \text{сд})_{\text{би}} (\text{ор} > \text{г} > \text{к})_{\text{пл}}}{\text{би}', \text{ор, кв}} \quad 6 \quad \frac{(\text{сд})_{\text{аф}} (\text{ф} > \text{сд})_{\text{би}} (\text{г} > \text{к})_{\text{пл}}}{\text{ор, кв}}
 \end{aligned}$$

В других случаях последовательность зон в направлении от жилы может быть следующей: гидрослюдяная зона с примесью каолинита, каолининовая зона, неизменный биотитовый гранодиорит. В разрезах с ортоклазовой зоной во внутренней зоне вместо гидрослюды может быть смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит, область

развития которого может располагаться в виде узкой полосы между зонами ортоклазового и гидрослюдяного изменений, либо захватывать целиком внутреннюю, прилегающую к жиле, зону. Подобное строение имеют аргиллизированные кварцевые монзониты, обрамляющие кварц-гюбнеритовые жилы в районе Дрегон, шт. Аризона (J. P. Cooper, L. T. Silver, 1964 г.).

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Аргиллизированные породы этих месторождений в США подобны таковым полиметаллических месторождений в тех же районах. Большинство жильных урановых месторождений батолита Боулдер (Монтана, США) приурочены к его северной половине; несколько рудопроявлений находятся в рудном поле Бьютт (G. E. Vescraft, 1956 г.). Месторождения урана условно делятся на два типа: а) месторождения типа «кремнистых рифов» с незначительным содержанием мелких зерен сульфидов цветных металлов (Cu, Pb, Zn), серебра и урановой смолкой в основной массе микрокристаллического кварца; б) месторождения жил «цветных металлов» с более богатым содержанием крупнозернистых сульфидов такого же состава и с урановой смолкой в жилах макро- и микрокристаллического кварца. Эти типы месторождений различаются только количеством полезных компонентов и текстурой руды.

Аргиллизированные породы месторождения Игл (тип «б») изучались Г. Д. Райтом и В. П. Шульховым (Wright, Shulhof, 1957). В соответствии с описанием зональность измененных пород рудника Лоун Игл может быть выражена весьма приблизительно следующей зонограммой:

$$\text{гранодиорит} \quad 1 \frac{(k > m)_{\text{пл}} (x > c)_{\text{би}}}{\text{би}'_{10} \text{пл}'_{35} \text{ор}'_{23} \text{кв}'_{31}} \quad 2 \frac{(k > c)_{\text{пл, би}}}{\text{ор, кв}} \quad 3 \frac{(k > \text{кв} > c, \text{кб, п})_{\text{пл, би, ор}}}{\text{ор}', \text{кв}}$$

Урановые месторождения типа «кремнистых рифов»

Ореол измененных гранодиоритов около жил этого типа расчленен Г. Д. Райтом и Б. Г. Билером (Wright, Bieler, 1960) на четыре зоны: зону окварцевания вблизи жилы мощностью от одного до нескольких десятков сантиметров, зону серицитизации с преобладанием серицита, которая переходит в обогащенную каолинитом зону от 0,3 до 1,2 м ширины, в свою очередь переходящую во внешнюю монтмориллонитовую зону неопределенной мощности. Состав и зональность измененных пород урановых месторождений типа «кремнистых рифов» могут быть описаны следующей зонограммой:

$$\text{гранодиорит} \quad 1 \frac{(?)_{\text{аф}} (m > k)_{\text{пл}}}{\text{би, ор, кв}} \quad 2 \frac{(k > c)_{\text{пл}} (x, c)_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ор, кв}} \\ 3 \frac{(c > k > \text{кв})_{\text{пл}} (c)_{\text{би}}}{\text{ор, кв}} \quad 4 \frac{(c < \text{кв})_{\text{пл, пр, би}}}{\text{ор, кв}}$$

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕ-ОЛЕКМИНСКОГО РАЙОНА

В результате изучения измененных пород Верхне-Олекминского рудного поля можно сопоставить минеральный состав и зональность аргиллизированных пород, вмещающих рудные и пустые кварцевые жилы.

Верхне-Олекминское рудное поле охватывает внутреннюю и экзо-контактовую части интрузии гранит-порфиров, гранитов и гранодиоритов (J_{2-3}), прорывающих палеозойские лейкократовые граниты, массив которых выходит далеко за пределы района (рис. 21). Участки

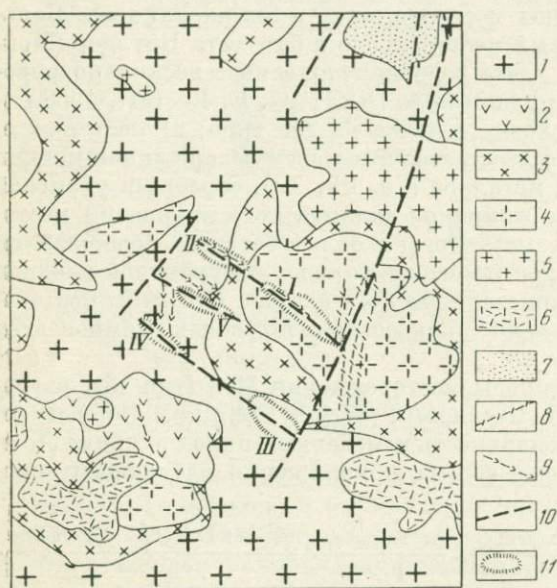


Рис. 21. Схематическая геологическая карта и расположение участков аргиллизированных пород Верхне-Олекминского района

1 — граниты олекминские (Pz_{2-3}); 2 — андезиты (J_{1-2}); 3 — гранодиориты (J_{1-2}); 4 — гранит-порфиры (J_{1-2}); 5 — граниты (J_3); 6 — андезиты, дациты, липариты (J_3); 7 — континентальные вулканогенно-осадочные породы ($J_3 - Cr_1$); 8 — дайки кварцевых порфиров; 9 — дайки анамезитов и лампрофиров; 10 — разломы; 11 — участки аргиллизированных пород. Римские цифры — номера участков

аргиллизированных пород приурочены к узкой полосе даек анамезитов, лампрофиров и кварцевых порфиров восток-северо-восточного простирания между двумя крупными тектоническими нарушениями северо-северо-восточного направления, которые к северо-северо-востоку от участков аргиллизированных пород ограничивают небольшие депрессии, сложенные вулканогенно-осадочными породами ($J - Cr$). Два участка измененных пород вмещают жилы кварц-гематитовых брекчий с редкометальной минерализацией, а три других, расположенных в палеозойских гранитах, оторачивают безрудные кварцевые жилы. Рудоносные участки сходны по минеральному составу и зональности измененных пород¹. Главные особенности зональности аргиллизированных лейкократовых палеозойских гранитов на безрудных участках также сходны между собой.

¹ Здесь приводятся сведения по Первому участку измененных гранит-порфиров.

Наиболее крупные симметричные по строению тела аргиллизированных пород прослеживаются по простиранию на протяжении 1,5—2 км, по падению ($< 70^\circ$) — до глубины 450 м от поверхности. Общая ширина ореола изменения пород на наиболее крупных участках достигает 1 км. Участки аргиллизированных пород сложены многочисленными параллельными ореолами мощностью от 0,5 до 100 м и более с кварцевыми жилами в их сердцевинах. Аргиллизация пород происходила в условиях, близких к гипабиссальным, на что указывает ряд признаков: а) возрастная близость кварцеворудных жил и даек анамезитов и лампрофиров; б) рудовмещающими структурами являются трещины скалывания с брекчией; в) наличие мелкозернистых метаколлоидных структур жил. По данным рентгеновского анализа, гидрослюды из псевдоморфоз по биотиту и плагиоклазу аргиллизированных пород относятся к модификации 1М, устойчивой при температуре, близкой к 200°C (Yoder, Eugster, 1955).

Зональность аргиллизированных пород

Участок Первый. На этом участке аргиллизация проявлена в среднезернистых амфибол-биотитовых гранит-порфирах и аналогичных по составу гранитах. Гранитоиды вмещают дайки лампрофиров, анамезитов и кварцевых порфиров мелового возраста. Аргиллизации подвержены преимущественно гранит-порфиры, состоящие из плагиоклаза (№ 18—20) 45—48%, кварца 25—27%, ортоклаза 13—16%, биотита 5%, обыкновенной роговой обманки до 3% и аксессуарных: сфена (1%), магнетита, циркона, рутила и апатита. Идиоморфные вкрапленники плагиоклаза, кварца, ортоклаза, биотита, амфибола и сфена, составляющие 50—60% объема породы, заключены в мелкозернистую (0,05—0,1 мм) основную массу микрогранитовой структуры того же состава, что и крупнозернистая часть породы. Ореолы аргиллизированных пород, вскрытые на всю мощность скважинами, имеют северо-западное простирание с падением на СВ под углом $60—75^\circ$. Измененные породы насыщены густой сетью низкотемпературных прожилков: кварцевых карбонатных, кварц-карбонатных, кварц-каолинитовых, диккитовых; редко встречаются прожилки шамозита, флюорита и халцедона.

В пределах Первого участка наблюдается несколько типов зональности аргиллизированных гранит-порфиров¹. Состав аргиллизированных пород зависит от состава кварцевых брекчий, среди которых выделяются сочетания: только дорудные, дорудные + рудовмещающие + послерудные. Различные типы зональности (ряды) встречаются в пределах одного горизонтального сечения, но на разном удалении от осевой линии блока измененных пород, и различаются преимущественно положением в разрезе измененных пород ореола

¹ Состав и зональность аргиллизированных пород этого участка (в сечении по одной из скважин приводимого на рис. 22 разреза) обсуждались в печати (Казизын, Александров, 1959, 1962; Волостных и др., 1960).

железистого шамозита, обрамляющего кварц-гематитовые жилы. В центральной части блока около крупных рудных тел встречается преимущественно 2-й ряд с наиболее широким ореолом железистого шамозита. Ряды 1-й, 3-й, 4-й и 5-й встречаются обычно во внешней части участка измененных пород около слабо минерализованных или безрудных (5-й ряд) кварцевых жил.

Около рудных кварцевых брекчий наблюдается несколько типов зональности, описываемых зонограммами

$$\begin{array}{l}
 \text{1 ряд} \quad \frac{\text{гранит-порфир}}{\text{аф}_2\text{пл}_4\text{бн}_5\text{ор}_1\text{кв}_{27}} \quad \frac{1}{1-10} \quad \frac{(\text{н} > \text{ан})_{\text{аф}} (\text{аб} > \text{шм} > \text{кц})_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би, ор, кв}} \\
 \frac{2}{5} \quad \frac{(\text{н} < \text{х} < \text{ан})_{\text{аф}} (\text{к} > \text{м} > \text{шм}' > \text{аб}' > \text{кц})_{\text{пл}}}{\text{би, ор, кв}} \quad \frac{3}{2} \quad \frac{(\text{х}' < \text{к} < \text{ан})_{\text{аф}} (\text{к} > \text{м} > \text{кц})_{\text{пл}} (\text{г})_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ ор, кв}} \\
 \frac{4}{2} \quad \frac{(\text{к}' > \text{шж})_{\text{пл}} (\text{г})_{\text{би}}}{\text{ор, кв}} \quad \frac{5}{2} \quad \frac{(\text{к}' > \text{шж})_{\text{пл}}}{\text{ор, кв}} \quad \frac{6}{3} \quad \frac{(\text{к} \approx \text{шж} > \text{кв})_{\text{пл}}}{\text{ор}', \text{ кв}}
 \end{array}$$

Зональность ореола измененных пород обусловлена в основном различиями в составе псевдоморфоз по плагиоклазу, в соответствии с которым выделены зоны (см. 1 ряд): хлоритовая (1), хлорит-монтмориллонитовая (2), каолинит-монтмориллонитовая (3), каолинит-монтмориллонит-шамозитовая (4), каолинит-шамозитовая (5), шамозит-кварцевая (6). Породы всех зон прочные, крепкие. Зональность этого типа показана на разрезе с несколькими рудными телами (рис. 22). Каолинит распространен почти по всему разрезу, наибольшее количество его приходится на зоны 3 и 4 (см. зонограмму 1 ряда). Основу зональности составляет локальное распределение в псевдоморфозах по плагиоклазу магнезиального хлорита (в двух внешних зонах), монтмориллонита (в средней части разреза) и железистого шамозита (во внутренних зонах). Каолинит-монтмориллонитовые агрегаты состоят из изометричных чешуек или червеобразноизогнутых стоек каолининовых частиц, заключенных в монтмориллонитовую массу; каолинит преобладает над монтмориллонитом. Во внешних зонах (1, 2, частично 3) глинистые агрегаты находятся в альбитовых футлярах, магнезиальный шамозит замещается каолинит-монтмориллонитовыми агрегатами. Во внутренних зонах каолинит-монтмориллонитовые агрегаты пронизаны тончайшими жилками железистого шамозита, количество которых возрастает по направлению к кварц-гематитовым жилам (см. рис. 8). В непосредственной близости от жил каолинит-шамозитовые агрегаты замещаются халцедоновидным кварцем (см. рис. 9). Структурные формулы шамозитов близки к стандартным (табл. 6).

Для химического анализа были использованы обогащенные разными способами смеси шамозита с другими минералами. Химический анализ шамозита из таких смесей возможен благодаря селективной растворимости шамозита в кислотах. При кратковременном воздействии кислот каолинит, ортоклаз, кварц и монтмориллонит практически не растворимы. Пробы для анализа обрабатывались 50% рас-

твором HCl при кипячении в течение 10—15 минут. Определение компонентов шамозитов производилось из отфильтрованного раствора а аморфная SiO₂, возникшая при разложении шамозита, также и из

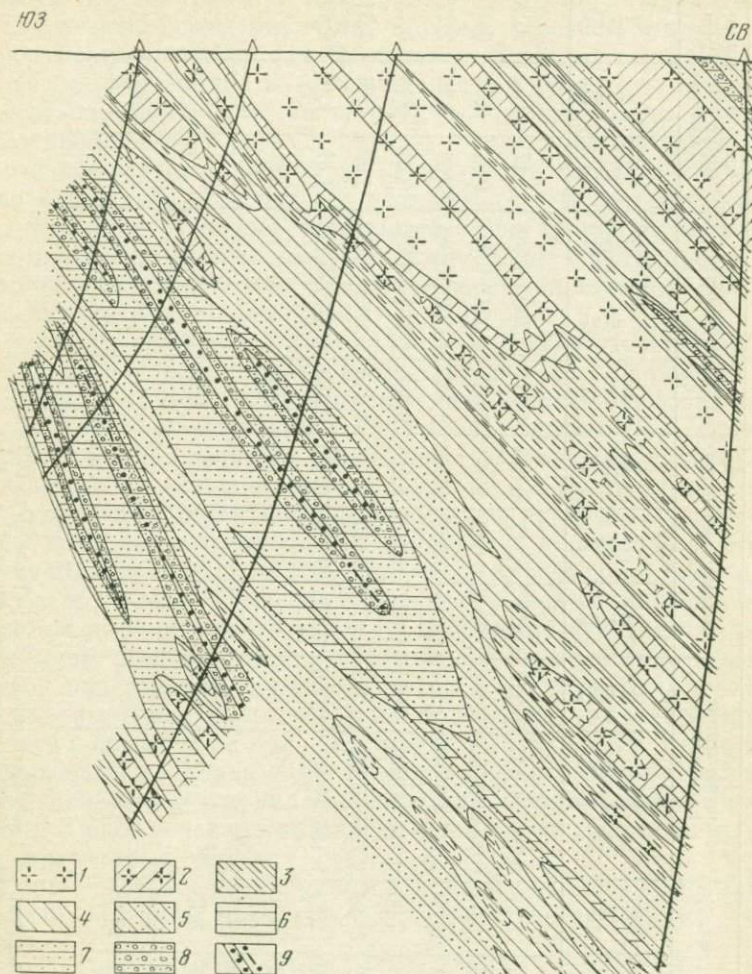


Рис. 22. Разрез аргиллизированных пород участка Первого

1 — гранит-порфиры; 2—8 — зоны измененных пород; 2 — хлоритовая, 3 — хлорит-монтмориллонитовая, 4 — каолинит-монтмориллонитовая, 5 — каолинит-монтмориллонит-шамозитовая, 6 — каолинитовая, 7 — каолинит-шамозитовая, 8 — шамозит-кварцевая; 9 — рудные жилы

остатка на фильтре. Количество H_2O^- , H_2O^+ определено для смесей шамозита с другими минералами и пересчет их на долю шамозита затруднен.

В большинстве случаев рудоносные кварцевые брекчии обрамляются аргиллизированными породами с зональностью 2 ряда. В этом

Расчет структурных формул шамозитов

Окислы	Содержание, вес. %			Молекулярные количества			Ионные количества			Валентность			Число ионов при сумме валентных катионов 28		
	59/10	59/9	153/20	59/10	59/9	153/20	59/10	59/9	153/20	59/10	59/9	153/20	59/10	59/9	153/20
SiO ₂	17,47	19,05	22,37	0,291	0,317	0,372	0,291	0,317	0,372	1,164	1,268	1,488	3,17	3,54	3,08
TiO ₂	0,05	0,17	0,08	0,0006	0,002	0,001	0,0006	0,002	0,001	0,002	0,008	0,004	0,01	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	12,48	10,28	13,65	0,1224	0,101	0,134	0,245	0,202	0,268	0,735	0,606	0,084	2,67	2,26	2,22
Fe ₂ O ₃	4,77	3,53	7,03	0,011	0,022	0,044	0,022	0,044	0,088	0,066	0,132	0,264	0,24	0,49	0,73
FeO	12,76	10,08	25,21	0,1776	0,140	0,351	0,1776	0,140	0,351	0,355	0,280	0,702	1,93	1,56	2,91
MgO	5,09	4,28	2,27	0,126	0,106	0,056	0,126	0,106	0,056	0,252	0,212	0,112	1,37	1,18	0,46
CaO	2,31	0,82	0,70												
H ₂ O ⁻	3,09	2,65	0,50												
H ₂ O ⁺	10,39	7,02	8,78												
CO ₂	1,81	0,66	0,55												
Нераств. остаток	32,78	40,85	18,86												

Обр. 59/10 [Ti_{0,01}(Fe_{1,93}²⁺Mg_{1,37})_{3,31}(Al_{1,84}Fe_{0,24}³⁺)_{2,08}]_{5,39}(Si_{3,17}Al_{0,83})₄O₁₀(OH)₈

Обр. 59/9 [Ti_{0,02}(Fe_{1,56}²⁺Mg_{1,18})_{2,76}(Al_{1,80}Fe_{0,49}³⁺)_{2,29}]_{5,05}(Si_{3,54}Al_{0,46})₄O₁₀(OH)₈

Обр. 153/20 [Ti_{0,01}Fe_{2,91}²⁺Mg_{0,46}]_{3,38}(Al_{1,30}Fe_{0,73}³⁺)_{2,03}]_{5,41}(Si_{3,08}Al_{0,92})₄O₁₀(OH)₈

Примечание: Расчет по методике Б. Б. Звягина (Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин, 1957).

ряду появляются две новые зоны — 1а и 2а, которые образуются за счет 1-й и 2-й зон в результате частичного замещения минеральных агрегатов псевдоморфоз по плагиоклазу смешанно-слоистым минералом гидрослюдя-монтмориллонит, который замещает с краев каолинит-монтмориллонитовые с магнизиальным шамозитом псевдоморфозы. Внешне это выражается в появлении белой оторочки у темно-зеленых псевдоморфоз по плагиоклазу. Оторочка гидрослюдя-монтмориллонита проникает на разную глубину в каолинит-монтмориллонит-хлоритовый агрегат, вплоть до образования внешне однородного белого глинистого агрегата без реликтового темного ядра, которое обнаруживается в изломе псевдоморфоз, не до конца замещенных смешанно-слоистым минералом. Биотит по краям кристаллов частично замещен гидрослюдой 1М. Часто замещены лишь отдельные пластинки внутри кристаллов.

Другой особенностью 2 ряда является также отсутствие каолинит-монтмориллонитовой зоны; ее место занимает зона, в породах которой помимо каолинита и монтмориллонита в псевдоморфозах по плагиоклазу имеется небольшое количество железистого шамозита. В 6-й зоне, как и в разрезах с зональностью 1-го ряда, новообразованиями кварца в ассоциации с шамозитом и гематитом замещается также и ортоклаз. Обычно замещение контролируется наиболее совершенной спайностью ортоклаза, что приводит к возникновению «бурнучной» структуры зерен ортоклаза, но иногда сохраняются лишь реликты ортоклаза. Породы этой зоны содержат многочисленные жилки красно-коричневого кварца и постепенно переходят в кварцевые брекчии. Количественные соотношения минералов в псевдоморфозах по плагиоклазу показаны на рис. 23. Результаты рентгеновского анализа глинистых агрегатов в псевдоморфозах по плагиоклазу и биотиту приведены на рис. 24 и в табл. 7, 8, 9, 10, 11. Редко встречаются разрезы с зональностью 3-го ряда с каолинитовой зоной между зонами каолинит-монтмориллонитового и каолинит-шамозитового изменений. Такая зональность наблюдается около маломощных слабо минерализованных жил.

Рудные брекчии с послерудным кварцевым цементом обрамляются аргиллизированными породами с зональностью 4-го ряда.

$$\begin{array}{c}
 \text{4 ряд} \quad \frac{\text{гранит-порфир}}{\text{аф}_{2\text{пл}}\text{л}_{48}\text{би}_{50}\text{ор}_{16}\text{кв}_{27}} \quad \frac{1}{1} \frac{(\text{н} > \text{ан})_{\text{аф}} (\text{аб} > \text{шм} > \text{кц})_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \\
 \\
 \frac{2}{0,5} \frac{(\text{н}' < \text{х} < \text{ан})_{\text{аф}} (\text{к} > \text{гм} > \text{шм}' > \text{кц} > \text{аб})_{\text{пл}}}{\text{би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \quad \frac{3}{0,2} \\
 \\
 \frac{(\text{х}' < \text{к} < \text{ан})_{\text{аф}} (\text{к} > \text{гм} > \text{кц})_{\text{пл}}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}} \\
 \\
 \frac{4}{0,1} \frac{(\text{к}' > \text{шж})_{\text{пл}, \text{ би}, \text{ ор}}}{\text{ор}', \text{ кв}} \quad \frac{5}{0,1} \frac{(\text{к}' > \text{кв})_{\text{пл}, \text{ ор}, \text{ би}}}{\text{ор}', \text{ кв}}
 \end{array}$$

В этом ряду со стороны внутреннего края зоны, примыкающей к жиле, наблюдается осветление пород, вызванное замещением

железистого шамозита кварцем и каолинитом. Во внешней части кварц-каолининовой зоны встречается небольшое количество реликтового железистого шамозита.

Около жил светло-коричневого кварца, не содержащих гематита и редких металлов, в измененных породах отсутствует внутренняя кварц-шамозитовая зона; к жиле примыкает кварц-каолининовая зона, за которой следует каолининовая зона, сменяющаяся в свою

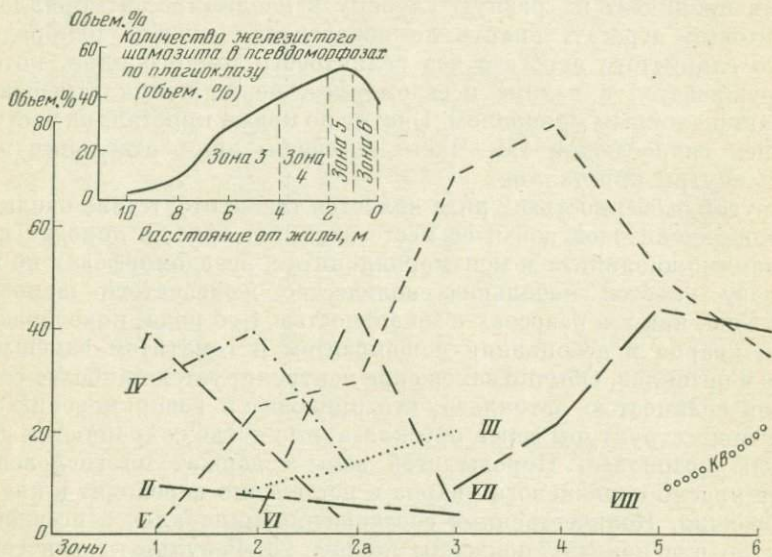


Рис. 23. Средний количественный минеральный состав псевдоморфов по плагиоклазу во 2-м зональном ряду. Участок Первый

I — альбит; II — кальцит; III — монтмориллонит; IV — шамозит магnezийный; V — каолинит; VI — гидрослюда-монтмориллонит; VII — шамозит железистый; VIII — кварц

очередь более внешней каолинит-монтмориллонитовой зоной и т. д. Зонаграмма этого ряда следующая:

$$\begin{array}{c}
 \text{5 ряд} \quad \text{гранит-порфир} \quad \frac{1}{5} \frac{(н < ан)_{\text{аф}} (аб > шм > кц)_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \\
 \text{аф}_2 \text{пл}_{48} \text{би}_5 \text{ор}_{16} \text{кв}_{27} \\
 \frac{2}{2} \frac{(н' < х < ан)_{\text{аф}} (шм' > к > м > аб)_{\text{пл}}}{\text{би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \quad \frac{3}{2} \frac{(х' < к < ан)_{\text{аф}} (к > м)_{\text{пл}} (\Gamma)_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}} \\
 \frac{4}{0,5} \frac{(к)_{\text{пл}}, \text{ аф}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}} (\Gamma \cong к)_{\text{би}} \quad \frac{5}{0,5} \frac{(к' > кв)_{\text{пл}}, \text{ аф}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}} \text{ би}
 \end{array}$$

Участки Третий и Четвертый. На участках Третьем и Четвертом аргиллизированные лейкократовые граниты палеозойского возраста вмещают жилы серого халцедоновидного криптозернистого кварца, не содержащего гематита и редкометальной минерализации. Среди измененных гранитов или рядом с ними вскрыты дайки анамеситов

Межплоскостные расстояния магнетальных шамозитов
из псевдоморфоз по плагиоклазу участка Первого

Обр. 59/9		Обр. 3/11		Обр. 59/10		Ортогональный шамозит (G. W. Brindley, 1951 г.)		
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	<i>hkl</i>
7,06	10	7,1	10	7,04	10	7,026	70	001
4,50	3	4,67	2	4,67	3	4,657	21	021
3,92	3	3,91	4	3,89	4	3,880	25	021
3,53	10	3,53	10	3,53	10	3,513	38	002
—	—	2,79	2	2,83	2	2,804	7	022
2,68	1	2,69	2	2,66	2	2,688	8	200
2,57	1	2,52	7	2,56	3	2,511	88	201
—	—	—	—	2,50	8сш 2ош	2,510	2	041
—	—	2,14	2	2,13		2,135	48	202
—	—	1,936	1	—	—	1,941	3	042
—	—	1,763	2	—	—	1,766	30	203
—	—	—	—	1,752	2ош	1,760	2	240
—	—	—	—	—	—	1,707	3	241
—	—	—	—	1,653	1ош	1,651	2	043
1,544	6	1,549	7	1,544	8	1,552	21	060
1,502	5	1,513	6	1,508	3	1,516	11	061
—	—	1,473	4	—	—	1,471	23	204
1,415	1	1,415	3	1,415	4	1,420	6	062
—	—	—	—	—	—	1,405	3	005
—	—	—	—	—	—	1,403	2	044
1,336	1	1,341	1	1,334	1	1,344	2	400
—	—	1,318	2	1,312	2	1,320	14	401
1,297	2	1,290	1	1,290	1	—	—	—
1,245	1	1,250	1	—	—	—	—	—
1,043	5	1,043	6	1,044	2 ош	—	—	—

Условия съемки. Fe_{Kα}; без фильтра; D = 86 мм; d = 0,5 мм; экспозиция 8—12 часов, ош — очень широкая линия.

Межплоскостные расстояния железистых шамозитов
из псевдоморфоз по плагиоклазу гранит-порфиров участка Первого

Обр. С-21/61		Обр. С-21/54		Обр. 153/20		Ортогональный шамозит		
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	<i>hkl</i>
7,06	10	7,1	10	6,9	10	7,026	70	001
4,68	3	4,66	2	4,67	3	4,657	21	020
3,90	5	3,90	5	3,91	4	3,880	25	021
3,52	10	3,52	10	3,53	10	3,513	38	002
2,80	2	2,80	2	—	—	2,804	7	022
2,70	2	2,70	2	2,69	5	2,688	8	200

Обр. С-21/61		Обр. С-21/54		Обр. 153/20		Ортогональный шамозит		
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	<i>hkl</i>
2,51	8	2,52	10	2,52	8	2,511	88	201
—	—	—	—	2,23	4ш	2,210	2	041
2,13	3	2,14	3	—	—	2,135	48	202
1,934	1	1,940	1	—	—	1,941	3	042
1,759	2	1,762	2	1,769	2ш	1,766	30	203
—	—	—	—	—	—	1,760	2	240
—	—	—	—	—	—	1,707	3	241
—	—	—	—	—	—	1,651	2	043
1,546	8	1,550	8	1,555	10	1,552	21	060
1,511	6	1,514	7	1,552	7	1,516	11	061
1,475	2	1,475	7	—	—	1,471	23	204
1,412	4	1,415	3	1,424	4	1,420	6	062
—	—	—	—	1,415	1	1,405	3	005
—	—	—	—	—	—	1,403	2	044
1,339	1	1,340	1	1,344	1ш	1,344	2	400
1,316	2	1,320	2	1,324	3	1,320	14	401
1,284	1	1,290	1	2,299	2	—	—	—
1,253	1	1,254	1	—	—	—	—	—
1,043	6	1,045	5	1,047	5	—	—	—

Условия съемки. Fe_{Kα}; без фильтра; D=86 мм; d=0,5 мм (для обр. 21/54 — вырезка из шлифа); экспозиция 8—12 часов.

Таблица 9

Межплоскостные расстояния каолинита из псевдоморфоз по биотиту аргиллизированных пород участков Первого (обр. 3/20 и 3/49) и Пятого (обр. 208/4)

Обр. 3/20		Обр. 3/49		Обр. 208/4		Каолинит		Кварц	
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>
7,15	3	7,2	8	7,15	8	7,15—7,2	10	—	—
4,47	1	4,46	10	4,47	2	4,46	9	—	—
4,21	6	4,23	5	4,21	3	4,17	4	4,21	7
3,57	3	3,57	6	3,57	7	3,57	10	—	—
3,35	10	3,34	10	3,34	10	—	—	3,35	10
2,56	2	2,55	8	2,56	2	2,56	7	—	—
2,45	2	2,51	8	2,45	2	2,49	7	2,45	3
2,34	1	2,34	9	2,34	1	2,34	9	—	—
2,29	3	2,30	4	2,28	2	2,29	5	2,28	3
2,13	3	—	—	2,13	2	—	—	2,13	8
1,981	3	1,990	3	1,979	1	1,987	5	1,981	2
1,814	7	1,817	4	1,814	6	—	—	1,813	9
1,670	3	1,663	4	1,668	2	1,660	4	1,667	3
1,540	5	1,542	3	1,539	5	1,536	3	1,539	6
1,486	3	1,486	9	1,486	2	1,485	9	—	—
—	—	1,452	1	1,450	1	1,450	2	—	—

Обр. 3/20		Обр. 3/49		Обр. 208/4		Каолинит		Кварц	
$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>
1,372	2	1,375	3	1,374	2	—	—	1,372	9
—	—	1,282	2	1,281	1	1,282	3	—	—
—	—	1,234	1	1,232	1	1,232	3	—	—

Условия съемки. $Fe_{K\alpha}$; $D=57,3$ мм; вырезки из шлифа; экспозиция 3—9 часов.

Таблица 10

Межплоскостные расстояния дикситов из псевдоморфоз по плагиоклазу (обр. 3/15) и из жилки кварц-дикцитового состава (обр. 59/33) участка Первого

Обр. 3/15		Обр. 59/33		Диксит		Кварц	
$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_\alpha}{n}$	<i>I</i>
7,15	10	7,15	10	7,16	10	—	—
4,44	7	4,45	7	4,44	7	—	—
4,36	5	4,36	5	4,36	5	—	—
4,26	4	4,27	4	4,26	4	4,21	7
4,13	7	4,13	7	4,13	7	—	—
3,96	3	3,97	3	3,96	3	—	—
3,81	4	3,80	5	3,79	5	—	—
3,58	10	3,58	10	3,58	10	—	—
3,44	4	3,44	4	3,43	4	—	—
3,35	3	—	—	—	—	3,35	10
3,25	2	3,24	2	3,25	2	—	—
3,11	1	3,11	1	3,10	2	—	—
2,94	2	2,95	1	2,94	2	—	—
2,80	3	2,79	4	2,80	4	—	—
2,67	1	2,67	1	2,66	1	—	—
2,56	5	2,56	6	2,56	5	—	—
2,51	5	2,50	8	2,51	8	—	—
—	—	—	—	—	—	2,45	3
2,37	3	2,37	4	2,38	4	—	—
2,32	9	2,31	9	2,32	9	—	—
—	—	—	—	—	—	2,28	3
2,19	3	2,21	3	2,21	3	—	—
2,11	1	2,12	2	2,11	2	2,13	3
1,974	7	1,974	7	1,974	7	—	—
1,939	1	1,940	1	1,939	1	—	—
1,895	1	1,895	2	1,294	2	—	—
1,858	3	1,859	4	1,858	3	—	—
1,814	2	—	—	—	—	1,814	8
1,806	1	1,807	2	1,805	2	—	—
1,786	2	1,784	3	1,785	3	—	—
1,757	1	1,757	1	1,758	1	—	—
1,715	1	1,716	1	1,715	1	—	—

Обр. 3/15		Обр. 59/33		Диксит		Кварц	
$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I
1,658	3	1,658	1	1,658	2	—	—
1,664	1	1,665	7	1,668	6	1,667	3
1,608	2	1,609	2	1,609	2	—	—
1,587	2	1,587	2	1,587	2	—	—
1,556	5	1,557	6	1,555	6	—	—
1,539	2	—	—	—	—	1,539	6
1,487	8	1,487	9	1,487	8	—	—
1,466	1	1,468	1	1,467	1	—	—
1,454	5	1,454	5	1,454	5	—	—
1,430	2	1,430	2	1,429	3	—	—
1,391	2	1,390	2	1,391	2	—	—
1,375	4	1,375	4	1,374	4	—	—
1,317	8	1,317	9	1,317	7	—	—
1,300	1	1,300	1	1,300	1	—	—
1,289	3	1,288	4	1,287	4	—	—
1,276	2	1,277	2	1,277	2	—	—
1,261	2	1,260	3	1,262	3	—	—
1,253	5	1,253	5	1,253	5	—	—

Условия съемки. $\text{Cu}_{K\alpha}$; $D=143$ мм; $d=0,5$ мм; экспозиция 9 часов.

Таблица 11

Межплоскостные расстояния гидрослюд аргиллизированных пород из псевдоморфоз по плагиоклазу (обр. 121/25 уч. Третий, обр. 208/12 уч. Пятый) и биотиту (обр. 208/9 уч. Пятый, обр. 59/23 уч. Первый); вырезки из шлифа

Обр. 121/25		Обр. 208/12		Обр. 208/9		Обр. 59/23		Гидрослюда, 1 М			Кварц (кв), анатаз (а)	
$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	$\frac{d_\alpha}{n}$	I	hkl	$\frac{d_\alpha}{n}$	I
10,0	8	10,0	9	10,0	10	10,0	9	10,0	с.	001	—	—
4,9	4	5,0	4	—	—	4,9	4	4,9	ср.	002	—	—
4,50	8	4,50	10	4,50	10	4,49	10	4,50	о. с.	020, 110	—	—
4,21	4	»	—	—	—	—	—	—	—	—	4,21кв	7
3,64	3	3,64	4	3,63	1	3,64	4	3,64	ср. сл.	112	—	—
—	—	—	—	—	—	3,50	4	—	—	—	351а	10
3,33	10	3,33	9	3,33	10	3,33	9	3,32	с.	003	3,35кв	10
3,08	2	3,07	4	3,08	1	3,07	4	3,08	ср. сл.	112	—	—
—	—	—	—	—	—	2,85	1	2,85	ср. сл.	113	—	—
2,67	1	2,64	1	2,67	1	2,65	1	2,67	сл.	023	—	—
2,57	10	2,57	10	2,57	10	2,57	10	2,57	ос.	200, 131	—	—
2,45	6	2,45	3	2,45	3	2,45	3	2,45	сл.	202, 131	2,45кв	3
2,38	5	2,38	4	2,38	2	2,38	4	2,39	ср.	201, 132	—	—
2,28	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,28кв	3
2,25	2	2,24	2	2,25	1	2,24	2	2,25	сл.	203, 132	—	—
2,13	4	2,14	3	2,14	1	2,14	3	2,14	ср.	202, 133	2,13кв	3

Обр. 121/25		Обр. 208/12		Обр. 208/9		Обр. 59/23		Гидрослюда 1 М			Кварц (кв), анатаз (а)	
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	hkl	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I
1,99	5	1,99	3	1,99	2	1,99	3	1,99	ср.	005	—	—
1,92	2	1,94	2	1,94	1	1,94	2	1,94	сл.	204, 133	—	—
1,814	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,814кв	8
—	—	—	—	—	—	1,89	2	—	—	—	1,89а	9
1,710	4ш	1,70	2	1,706	2ош	1,70	1	1,71	с. сл	205, 134	—	—
—	—	—	—	—	—	1,694	2	—	—	—	1,696а	1
1,668	2	—	—	1,668	1	—	—	—	—	—	1,667кв	3
—	—	—	—	—	—	1,660	2	—	—	—	1,662а	7
—	—	1,650	2	—	—	1,650	1	1,650	ср.	204, 135	—	—
1,540	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,539кв	6
1,500	8	1,500	9	1,500	5	1,500	9	1,50	с.	060, 331	—	—
—	—	—	—	—	—	1,447	1	—	—	—	1,447а	7
—	—	—	—	—	—	1,262	2	—	—	—	1,261а	7

Условия съемки. $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$; Ni = фильтр; $D = 143$ мм; $d = 0,5$ мм; экспозиция 4–13 часов.

и лампрофиров, которые в ряде случаев подверглись гидротермальному изменению. Мощность полосы аргиллизированных пород 60–150 м, обособленные ореолы имеют мощность от 0,5 до 10 м, выделяются сильным осветлением пород и вмещают многочисленные тонкие жилки кварца и жилы серого халцедоновидного кварца.

Зональность измененных пород характеризуется двумя рядами

$$6 \text{ ряд} \quad \frac{\text{гранит}}{\text{пл}_{34}\text{би}_1\text{ор}_{32}\text{кв}_{32}} \quad \frac{1}{>50} \quad \frac{(\text{к} \gg \text{м} < \text{аб}')_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \quad \frac{2}{3} \quad \frac{(\text{к})_{\text{пл}} (\text{г}' \approx \text{к})_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}}$$

$$\frac{3}{5} \quad \frac{(\text{к})_{\text{пл}}, \text{ ор} (\text{г}' < \text{к})_{\text{би}}}{\text{ор}', \text{ кв}} \quad \frac{4}{15} \quad \frac{(\text{к}' > \text{кв})_{\text{пл}}, \text{ би}, \text{ ор}}{\text{ор}', \text{ кв}}$$

$$7 \text{ ряд} \quad \frac{\text{гранит}}{\text{пл}_{34}\text{би}_1\text{ор}_{32}\text{кв}_{32}} \quad \frac{1}{10} \quad \frac{(\text{к}' > \text{кв} > \text{г} < \text{аб}')_{\text{пл}}}{\text{пл}', \text{ би}, \text{ ор}, \text{ кв}} \quad \frac{2}{5} \quad \frac{(\text{к}' > \text{кв} > \text{г} > \text{аб}')_{\text{пл}} (\text{г})_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ ор}, \text{ кв}}$$

$$\frac{3}{5} \quad \frac{(\text{к}' > \text{кв} > \text{г})_{\text{пл}} (\text{г}' > \text{к})_{\text{пл}}}{\text{ор}, \text{ кв}} \quad \frac{4}{5} \quad \frac{(\text{к}' > \text{кв} > \text{г})_{\text{пл}}, \text{ ор} (\text{к}' > \text{кв})_{\text{би}}}{\text{ор}, \text{ кв}}$$

В 6 ряду, наблюдающемся около пустых кварцевых жил (рис. 25, 26), выделены следующие зоны изменения: 1) каолинит-монтмориллонитовая зона (с альбитом или без него); 2) внешняя каолинитовая подзона; 3) внутренняя каолинитовая подзона; 4) каолинит-кварцевая зона.

В каолинит-монтмориллонитовой зоне альбитовые футляры псевдоморфоз по плагиоклазу содержат каолинит с примесью монтмориллита (~5%). Биотит во внешней части зоны осветлен, а во внутренней

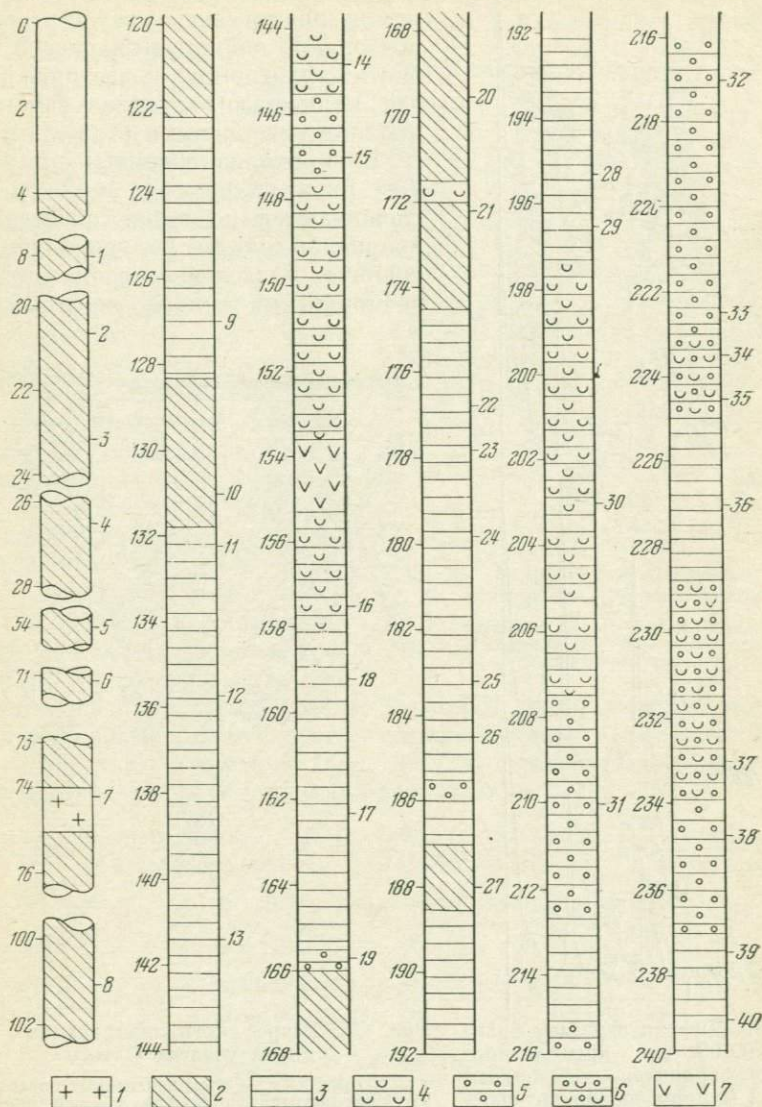


Рис. 25. Разрез аргиллизированных пород, вскрытых скв. 122 участка Третьего
 1 — гранит; 2—6 — зоны измененных пород: 2 — каолинит-монтмориллонитовая, 3 — каолинитовая, 4 — каолинит-гидрослюдная, 5 — каолинит-кварцевая, 6 — каолинит-гидрослюдно-кварцевая; 7 — дайка кварцевого порфира. С левой стороны колонок указана глубина в метрах, с правой — номера образцов

иногда частично замещен гидрослюдой. В каолиновой зоне плагиоклаз замещен каолинитом, а биотит гидрослюдой во внешней подзоне и каолинитом с обособлениями лейкоксена — во внутренней подзоне. В каолинит-кварцевой зоне биотит, плагиоклаз и частично (иногда полностью) ортоклаз замещены каолинит-кварцевыми агрегатами.

В аргиллизированных породах 7-го ряда гидрослюда и кварц прослеживаются по всему разрезу от кварцевой жилы до неизмененного гранита. Разделение ореола на зоны возможно на основе учета состава

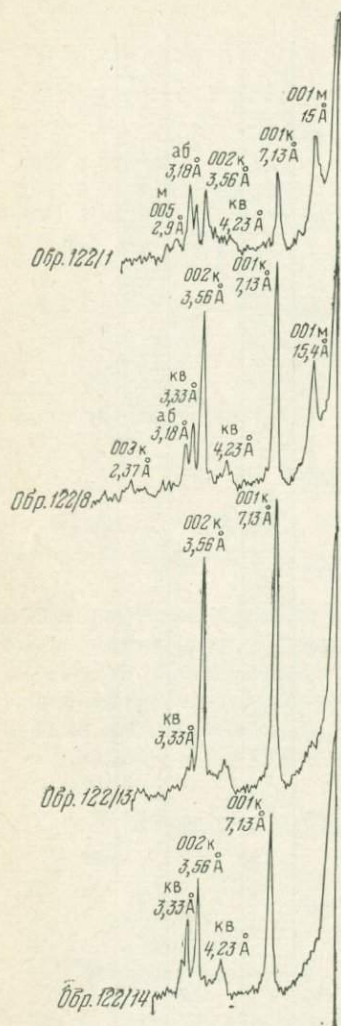


Рис. 26. Дифрактограммы фракций $\leq 0,005$ мм аргиллизированных гранитов, вскрытых скв. 122 (номера образцов соответствуют номерам рис. 25)

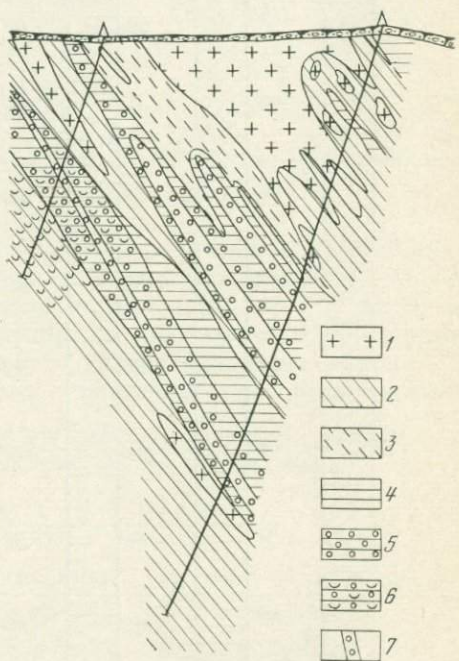


Рис. 27. Разрез аргиллизированных гранитов участка Пятого

1 — гранит; 2—6 — зоны измененных пород; 2 — каолинит-монтмориллонитовая, 3 — внешняя каолинитовая, 4 — внутренняя каолинитовая, 5 — каолинит-кварцевая, 6 — каолинит-гидрослюдяно-кварцевая; 7 — кварцевые жилы

псевдоморфоз по биотиту или реликтового состава пород. Гидрослюдяное изменение пород наиболее интенсивно проявляется вблизи жил халцедоновидного кварца с редкими зернами галенита,

сфалерита, халькопирита, но даже в непосредственной близости от жил количество гидрослюды невелико (не более 5—10% от объема породы). Жилки гидрослюды пересекают каолиновые псевдоморфозы; нередко в таких жилах видна тонкая вкрапленность сульфидов.

Различия в составе измененных пород участков Первого, с одной стороны, и Третьего и Четвертого, с другой, обусловлены рядом причин, одна из которых — влияние состава материнских пород на состав новообразований. Зависимость состава новообразований от состава материнских пород четко выражена на участке Пятом.

Участок Пятый. На пятом участке изменение проявилось в области контакта палеозойских лейкократовых гранитов с гранодиоритами юрского возраста.

Ореол измененных пород в центральной части имеет мощность до 250 м. Минеральный состав измененных гранитов и гранодиоритов не одинаков. Аргиллизированные граниты этого участка по составу и зональности аналогичны аргиллизированным гранитам Третьего и Четвертого участков (рис. 27). В измененных гранодиоритах (рис. 28) встречаются два типа зональности.

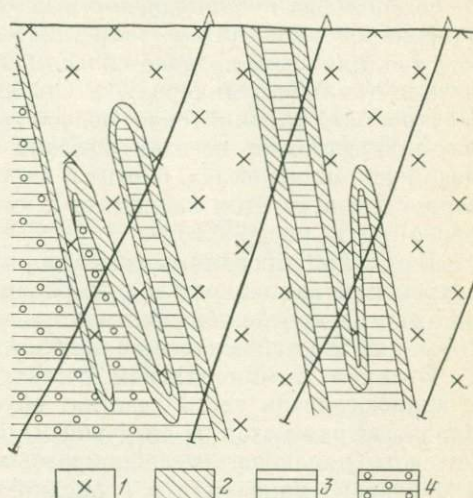


Рис. 28. Разрез аргиллизированных гранодиоритов участка Пятого

1 — гранодиорит; 2—4 — зоны измененных пород; 2 — хлоритовая, 3 — каолининовая, 4 — каолинит-кварцевая

$$8 \text{ ряд } \frac{\text{гранодиорит}}{\text{аф}_7 \text{пл}_{45} \text{би}_9 \text{ор}_{23} \text{кв}_{16}} \frac{1}{4} \frac{(\text{н} < \text{кб})_{\text{аф}} (\text{х}' > \text{к}) > \text{аб}}{\text{пл}', \text{би}, \text{ор}, \text{кв}} \frac{2}{2} \frac{(\text{к} < \text{кб})_{\text{пл}}, \text{аф} (\text{г})_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ор}, \text{кв}}$$

$$\frac{3}{5} \frac{(\text{к} > \text{кб})_{\text{пл}}, \text{аф}, \text{би}}{\text{ор}, \text{кв}} \frac{4}{3} \frac{(\text{к}' > \text{кв})_{\text{пл}}, \text{аф}, \text{би}, \text{ор}}{\text{ор}', \text{кв}}$$

$$9 \text{ ряд } \frac{\text{гранодиорит}}{\text{аф}_7 \text{пл}_{45} \text{би}_9 \text{ор}_{23} \text{кв}_{16}} \frac{1}{3} \frac{(\text{н} < \text{кб})_{\text{аф}} (\text{х}' > \text{аб}) > \text{кб}}{\text{пл}', \text{би}, \text{ор}, \text{кв}}$$

$$\frac{2}{1} \frac{(\text{н} < \text{кб})_{\text{аф}} (\text{х}' < \text{к}) > \text{кб}}{\text{би}', \text{ор}, \text{кв}} \frac{3}{5} \frac{(\text{к} > \text{кб})_{\text{пл}}, \text{аф}, \text{би}}{\text{ор}, \text{кв}}$$

$$\frac{4}{0,5} \frac{(\text{к}' < \text{кв})_{\text{аф}} (\text{к}' < \text{кв} < \text{г})_{\text{пл}} (\text{кв})_{\text{ор}}}{\text{ор}', \text{кв}}$$

В 8 ряду выделяются следующие зоны: 1) хлоритовая зона; 2) каолининовая зона (внешняя подзона); 3) внутренняя карбонат-каолининовая подзона; 4) каолинит-кварцевая зона.

Мощность отдельных ореолов аргиллизированных пород обычно не превышает 5—10 м. Наиболее мощными являются зоны 2—4. Хлоритовая зона четко выражена лишь в некоторых ореолах. В большинстве случаев магнезиальный шамозит замещается каолинитом с обособлением тонкодисперсных гидроокислов железа. Альбит замещается каолинитом, сохраняются лишь его реликты. Во внешней каолинитовой подзоне плагиоклаз замещен каолинитом и карбонатами (кальцит, анкерит), а биотит — гидрослюдой и анкеритом. Внутренняя каолинитовая подзона отличается от внешней каолинит-анкеритовыми псевдоморфозами по биотиту. В каолинит-кварцевой зоне плагиоклаз, биотит и частично ортоклаз замещены тонкозернистым агрегатом каолинита и кварца. Породы этой зоны сильно перемяты и раздроблены.

В аргиллизированных гранодиоритах 9-го ряда около жил кварца с убогой вкрапленностью сульфидов появляется гидрослюда, которая иногда прослеживается вплоть до самой внешней зоны, подобно тому, как это наблюдалось в аргиллизированных гранитах 7-го ряда.

Отличия в минеральном составе аргиллизированных гранитов и гранодиоритов этого участка, обусловленные составом исходных пород, выражаются в следующем: а) зона каолинит-монтмориллонитового изменения в лейкократовых гранитах соответствует зоне хлоритового изменения в гранодиоритах; б) незначительное содержание карбонатов в аргиллизированных гранитах сменяется широким развитием их в аргиллизированных гранодиоритах.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ГРАНИТЫ ОНОНСКОГО УЧАСТКА

Гидротермальное глинистое изменение на Ононском участке (Восточное Забайкалье) отличается от ранее рассмотренных случаев двумя особенностями: 1) в аргиллизированных гранитах этого участка плагиоклаз более устойчив, чем кварц; 2) измененные породы этого участка не вмещают каких-либо жил и руды. Последнее представляет редкий случай и дает возможность сравнения состава аргиллизированных пород с сопутствующим жилообразованием и без него.

Ононский участок расположен в северо-западной части Халзанского гранитного массива (Г — J₁), в прибортовой части депрессии, выполненной континентальными вулканогенно-осадочными породами (J₃—Cr) и контролируется разрывным нарушением, совпадающим с контактом крупнозернистых и мелкозернистых гранитов (J₂). Ореол измененных пород прослежен по простиранию на 300 м и на глубину до 200 м. Мощность отдельных тел аргиллизированных пород, разделенных неизменными блоками, превышает 60 м. Продольная осевая линия ореола измененных пород падает на северо-запад под углом 20—30°.

Среднезернистые граниты, подвергшиеся аргиллизации, состоят из кварца (26—40%), микроклина и ортоклаза (30—45%), плагиоклаза № 20 (25—35%), биотита (5%) и мусковита (2—14%). Колебания в соотношении минералов гранита обусловлены неравномерным

слабым грейзеноподобным изменением пород в области контакта среднезернистых гранитов с более ранними порфировидными гранитами, выражающимися в частичном замещении биотита мусковитом, в слабой серицитизации плагиоклаза и в появлении небольших количеств граната, берилла, турмалина. Для среднезернистых гранитов характерна пересыщенность глиноземом, повышенное количество кремнезема и преобладание калия над натрием. Мелкозернистые граниты имеют следующий состав (объемн. %): кварц 30—31, калиевый полевоы шпат 34—39, плагиоклаз 24—29, биотит 3—4, мусковит 1—4.

Зональность аргиллизированных пород

В ореоле аргиллизированных пород (см. рис. 29, 30) выделены четыре зоны: зона слабого изменения (1), полевошпат-монтмориллонитовая зона (2), монтмориллонит-каолинитовая зона (3) и каолинитовая зона (4). Минеральный состав зон характеризуется рентгенометрическими анализами (табл. 12, 13).

Таблица 12

Межплоскостные расстояния минералов аргиллизированных пород Ононского участка (фракция < 0,001 мм)

Обр. 200		Обр. 202		Обр. 204		Монтмориллонит		Каолинит		Кварц	
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>
15,2	10	15,4	10	—	—	15,4	10	—	—	—	—
7,15	10	7,13	5	7,15	10	—	—	7,15	10	—	—
—	—	5,1	1ш	—	—	5,1	1—2	—	—	—	—
4,45	9	4,50	8	4,46	8	5,49	9	4,46	9	—	—
4,35	1	—	—	—	—	—	—	4,35	7	—	—
4,17	4	4,19	3	4,20	8	—	—	4,17	6	4,21	7
3,83	2	—	—	—	—	—	—	3,84	2	—	—
3,57	10	3,57	5	3,57	9	—	—	3,57	10	—	—
3,34	3	3,34	2	3,34	8	—	—	—	—	3,35	10
3,18	2	3,1	1ш	—	—	3,1	1—2	—	—	—	—
2,57	7	2,56	7	2,56	6	2,58	9	2,56	7	—	—
2,49	6	2,49	3	2,49	4	—	—	2,49	7	2,45	3
2,34	7	2,34	4	2,34	8	—	—	2,34	9	—	—
2,29	3	2,29	1ш	2,29	4	2,28	2	2,29	8	2,28	3
1,987	4	1,99	1ш	1,988	2	—	—	1,987	5	1,981	2
1,935	1	—	—	—	—	—	—	1,936	3	—	—
1,836	1	—	—	—	—	—	—	1,836	3	—	—
1,813	1	—	—	1,813	2	—	—	—	—	1,814	8
1,680	1	1,69	1ш	—	—	1,70	2	—	—	—	—
1,660	4	—	—	1,660	1ш	—	—	1,658	6	1,667	3
1,614	1	—	—	—	—	—	—	1,615	5	—	—
1,538	2	—	—	1,540	2	—	—	1,536	3	1,539	6
1,492	8	1,49	8ш	1,486	8	1,49	10	1,485	9	—	—

Условия съемки. $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$; Ni=фильтр; $D=143$ мм; $d=0,5$ мм; экспозиция 8—10 часов.

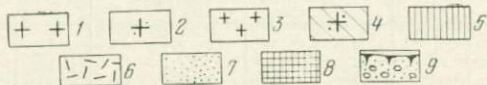
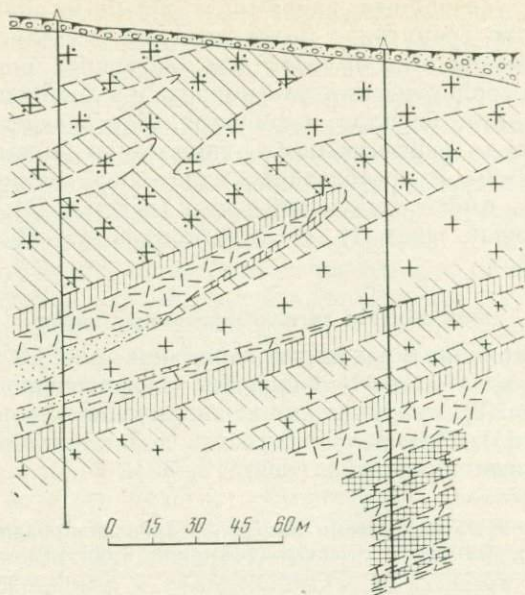


Рис. 29. Разрез аргиллизированных пород Ононского участка

1 — двуслюдяные граниты; 2 — мусковитовые граниты; 3 — мелкозернистые биотитовые граниты; 4—8 — зоны измененных пород: 4 — внешняя, 5 — полевошпат-монтмориллонитовая, 6 — каолинит-монтмориллонитовая, 7 — каолинитовая, 8 — зона слабой каолинизации; 9 — дельювий

Зоны измененных пород		1	2	3	4
Состав псевдоморфоз	по плагиоклазу	не изменен	альбит / адуляр / каолинит	монтмориллонит	кварц гидротермальный
	по кварцу	не изменен	каолинит		
	по биотиту	не изменен	каолинит		
	по ортоклазу	не изменен	цезиенен		каолинит
	по мусковиту	не изменен	каолинит		

Рис. 30. Схема состава псевдоморфоз и зональности аргиллизированных гранитов Ононского участка

Межплоскостные расстояния диккита участка Ононского

Обр. 223		Диккит *		Обр. 223		Диккит *	
$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I
7,16	10	7,16	10	1,814	2**	—	—
4,44	8	4,44	7	1,803	1	1,805	1
4,36	3	4,36	5	1,783	2	1,785	3
4,27	3	4,26	4	—	—	1,758	1
4,13	8	4,13	7	—	—	1,715	1
3,95	2	3,96	3	—	—	1,685	2
3,80	5	3,79	5	1,663	5 Φ	1,663	6
3,58	10	3,58	10	1,607	1	1,609	2
3,44	4	3,43	4	1,684	1	1,587	2
3,34	5**	—	—	1,555	4	1,555	6
3,100	1	3,098	2	1,539	1**	—	—
2,940	2	2,940	2	1,488	8	1,487	8
2,793	2	2,796	4	—	—	1,467	1
2,660	1	2,661	1	1,453	5	1,455	5
2,560	5	2,559	5	1,429	3	1,429	3
2,505	7	2,507	8	1,390	2	1,391	2
2,379	3	2,382	4	1,372	3	1,374	4
2,319	10	2,321	9	1,315	7	1,317	7
2,205	3	2,203	3	—	—	1,300	1
2,106	1	2,106	2	1,287	3	1,287	4
1,977	7	1,974	7	1,276	1	1,277	2
1,940	1	1,939	1	1,260	2	1,262	3
1,892	2	1,894	2	1,253	5	1,253	5
1,858	3	1,858	3	1,234	4	1,235	4

Условия съемки. $\text{Cu}_{K\alpha}$; $D = 143,2$ мм; $d = 0,5$ мм; экспозиция 10 часов.

* Диккит из Симферопольского района Крымской области. Непубликованные материалы Г. А. Ковалева и Ю. С. Дьяконова (ВСЕГЕИ).

** Линии, обусловленные примесью кварца.

Φ Со стороны малых углов имеется заметный фон.

Первичный кварц сохраняется только во внешних зонах 1 и 1а, а в зонах 2, 3 и 4 он выщелочен. Плагноклаз частично сохраняется в зонах 1 и 2, но в зонах 3, 4 и 1а целиком замещен глинистыми минералами. Биотит отсутствует в зонах 2, 3 и 4; мусковит более устойчив и частично сохраняется даже в зоне 4. Ортоклаз и микроклин присутствуют во всех зонах, но в зонах 2, 3 и 4 они частично замещаются гидротермальными минералами. Первичная структура пород сохраняется в зонах 1, 2, 3; в каолиновой зоне (4) и во внутренней части каолинит-монтмориллонитовой зоны (3) она различима с трудом.

Главным минералом аргиллизированных пород является каолинит, который образуется по всем минералам гранитов. В каолиновой зоне порода состоит из каолинита, скрыторасщепленных зерен кварца и реликтов ортоклаза и каолинита. В каолинит-монтморил-

лонитовой зоне помимо этих минералов с каолинитом ассоциирует монтмориллонит. В полевошпат-монтмориллонитовой зоне часто встречаются ромбики адуляра, в псевдоморфозах по плагиоклазу нередко сохраняются альбитовые футляры. Во внешней зоне слабо проявлено каолинит-монтмориллонитовое изменение.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РТУТИ В ИНТРУЗИЯХ

Гидротермальная аргиллизация кислых — основных боковых пород ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений проявлена повсеместно. Она описана или отмечена в Закарпатье (Славская, 1957; Б. В. Мерлич, 1957 г., 1958 г., 1959 г.), Донбассе (Н. Г. Головченко, 1966 г.), Средней Азии (Федорчук, 1959, 1966), на Алтае (Щербань, 1962), Дальнем Востоке (Бергер, 1966), Камчатке (Василевский, 1958), в Японии (Ф. Цукада, 1964 г.), на Аляске (W. M. Sady, R. E. Wallace, E. J. Webber, 1944 г.; E. M. Mac Kevet, H. C. Berg, 1963 г.; C. L. Sainsbury, E. M. Mac Kevet, 1965 г.) и в других районах. При описании минерального состава ртутных месторождений часто упоминается диккит, который обычно встречается в виде прожилков. Например, на месторождении Ред-Девел (Аляска, США) диккит слагает серии тонких жилок вблизи рудных тел, причем количество его уменьшается по мере удаления от них (E. M. Mac Kevet, H. C. Berg, 1953).

Аргиллизированные породы киноварно-метациннабаритового месторождения Большой Шаян (Закарпатье)

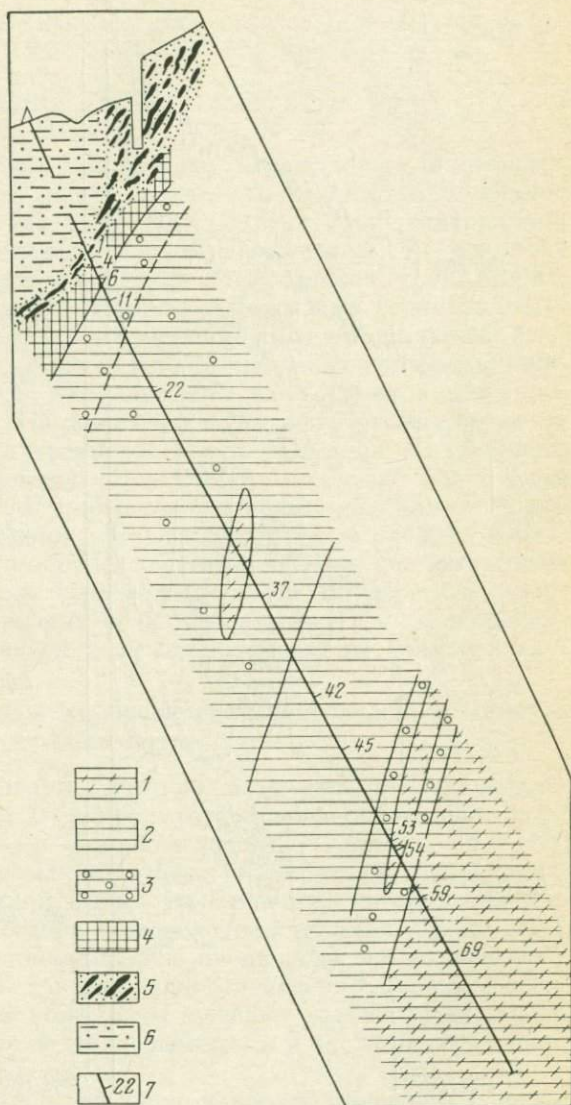
Месторождение Большой Шаян находится в пределах Вышковского рудного поля, геологическое положение которого в общей структуре Закарпатья рассматривалось в главе 2. Месторождение приурочено к тектоническому нарушению по контакту интрузии гранодиорит-порфира с песчано-глинистыми породами угленосной свиты паннона, в которых по контакту с интрузией наблюдается слабый обжиг. Гранодиорит-порфиры содержат 30—40% вкрапленников плагиоклаза № 60 и гиперстена (47% железистого компонента). Гипидиоморфнозернистая гранулитовая основная масса состоит из плагиоклаза № 25, гиперстена, калиевого полевого шпата и кварца; аксессуарные минералы — апатит, реже циркон.

Месторождение и его измененные породы изучались А. И. Славской (1957) и Б. В. Мерlichem (1957 г., 1958 г., 1959 г.). Рудные минералы — марказит, киноварь и метациннабарит — встречаются в виде гнездовых скоплений, прожилков и вкрапленности, образуя залежи разнообразной формы. Метациннабарит замещается киноварью. Марказит встречается в нескольких генерациях: дометациннабаритовой и послеметациннабаритовой. Предполагается образование киновари в результате перекристаллизации метациннабарита. Изредка встречаются стибнит, пирит. Месторождение низкотем-

пературное, близповерхностное; глубина формирования его оценивается Б. В. Мерlichem (1958 г.) в 200—600 м, Э. А. Лазаренко (Е. К. Лазаренко и др., 1963) — в 100—150 м.

Рис. 31. Разрез аргиллизированных гранодиоритов месторождения Большой Шаян

1—4 — зоны измененных пород: 1 — каолинит-монтмориллонитовая, 2 — каолинитовая, 3 — каолинит-опаловая, 4 — каолинит-аллофановая; 5 — рудное тело; 6 — глинистые сланцы; 7 — места взятия образцов и их номера



Минеральный состав аргиллизированных гранодиорит-порфиров, среди которых залегают рудные тела, изучался А. И. Славской (1957), однако распределение глинистых минералов по разрезу измененных пород осталось неясным. Проведенное нами изучение

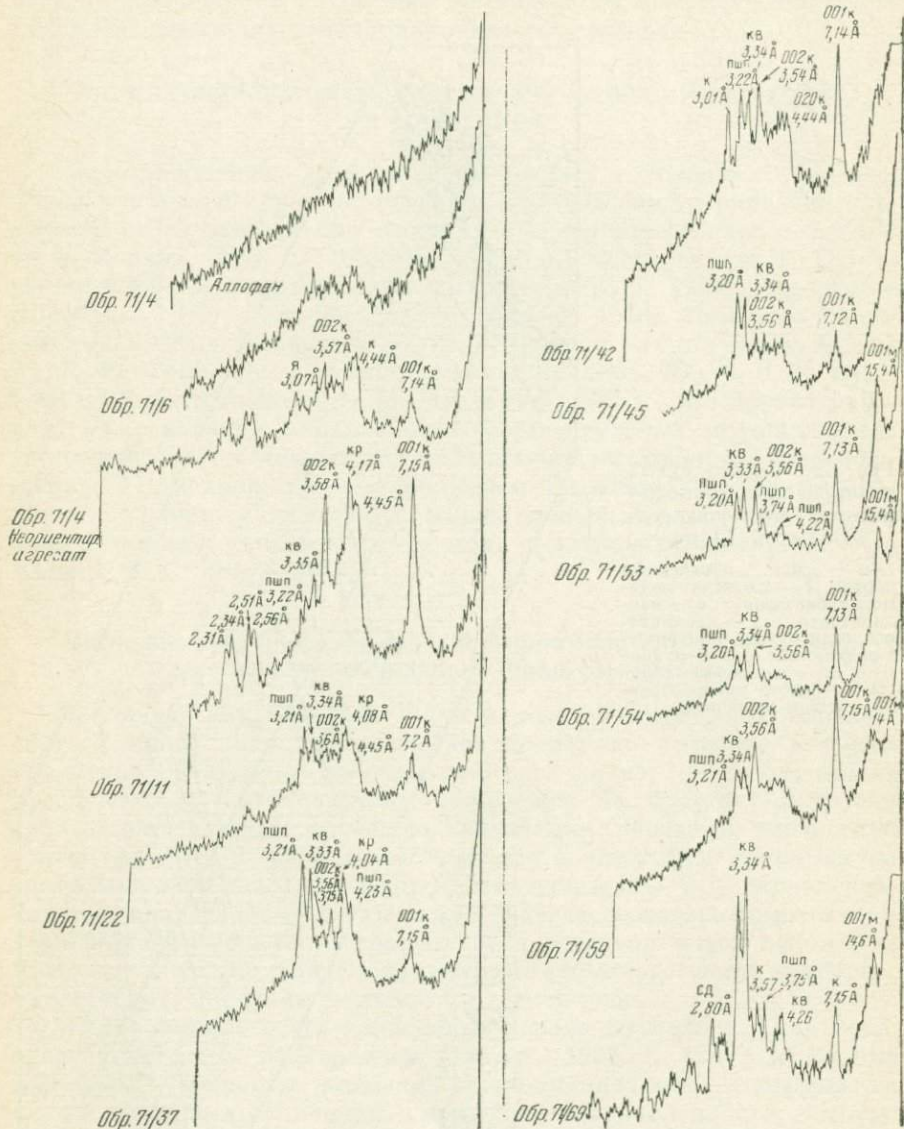


Рис. 32. Дифрактограммы фракций $\leq 0,005$ мм аргиллизированных гранодиорит-порфиров.

измененных пород, вскрытых вкрест простирания рудной залежи, позволило выявить описываемую ниже зональность.

Состав и зональность аргиллизированных гранодиорит-порфиров показаны на разрезе (рис. 31) и в зонограмме

$$\begin{array}{c} \text{гранодиорит-порфир} \\ \text{пи, пл, ор, кв} \end{array} \frac{1}{>40} \frac{(\text{аб} > \text{к} > \text{м})_{\text{пл}} (\text{кб} > \text{п})_{\text{пи}}}{\text{ор, кв}} \frac{2}{>25} \frac{(\text{к} \gg \text{аб})_{\text{пл}} (\text{кб} > \text{п})_{\text{пи}}}{\text{ор, кв}} \\ \frac{3}{50} \frac{(\text{к} > \text{кр} > \text{аб})_{\text{пл}} (\text{к} > \text{кр})_{\text{пи}}}{\text{ор, кв}} \frac{4}{5} \frac{(\text{а} > \text{к} > \text{я})_{\text{пл, пи}}}{\text{ор, кв}} \end{array}$$

Глинистыми минералами замещены пироксен и плагиоклаз вкрапленников и основной массы. Параметры глинистых минералов четырех зон имеются на дифрактограммах (рис. 32). В центральной зоне максимального изменения частично замещается и ортоклаз основной массы. Ведущим продуктом аргиллизации гранодиорит-порфиров является каолинит, распространенный по всему разрезу. По ассоциирующим с ним минералам, склонным к локальному распространению, выделены зоны: внешняя каолинит-монтмориллонитовая (1), каолинитовая (2), каолинит-опаловая (3) и каолинит-аллофановая с ярозитом (4). Каолинит-опаловая зона расчленяется на подзоны внешнего и внутреннего краев. Подзона внутреннего края отличается от внешней отсутствием альбита. Альбитовые футляры псевдоморфоз по плагиоклазу характерны для внешней части каолинит-опаловой зоны и для каолинитовой и каолинит-монтмориллонитовой зон. Глинистые агрегаты обычно колломорфные, для каолинита характерны червеобразноизогнутые агрегаты («вермикулы»). Мельчайшие глобулы опала соединены в тонкие жилочки, прихотливо переплетающиеся в псевдоморфозах по плагиоклазу.

Аргиллизированные породы киноварного рудопроявления Чемпура (Камчатка)

Рудопроявление киновари Чемпура находится в Центрально-Камчатской рудной зоне. В районе рудопроявления толща андезитов, андезито-дацитов и пирокластических пород ($Pg - N_1^2$) прорвана штоками кварцевых диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров субвулканической фации глубинности, которые локализованы в зоне разлома северо-западного простирания. Вдоль этих разломов наблюдается и максимальное проявление околотрецинных гидротермальных процессов, вызвавших изменение пород. Аргиллизированные диоритовые порфиры вмещают жилы низкотемпературного кварца с киноварью по трещинкам и в пустотах выщелачивания.

М. М. Василевский (1958) выделил в ореоле измененных пород Чемпуринского месторождения в направлении от кварцевых жил четыре зоны: каолинитовую, серицитовую и бейделлитовую, пропилитовую (хлорит-кальцитовую). В нижних частях линзы измененных пород, там, где кварцевые жилы выклиниваются, из разреза выпадает каолинитовая зона. Изученные нами разрезы отличаются отсутствием

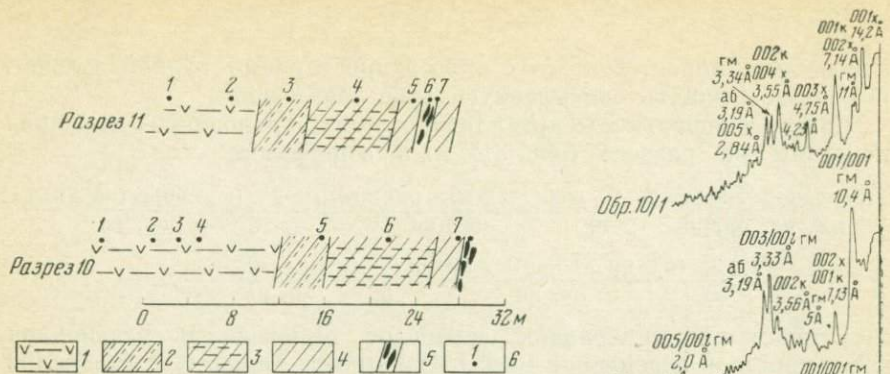


Рис. 33. Разрез аргиллизированных пород кинварного рудопроявления Чемпура

1—4 — зоны измененных пород: 1 — монтмориллонит-хлоритовая, 2 — гидрослюдяно-монтмориллонитовая, 3 — каолинит-гидрослюдяная, 4 — гидрослюдяная; 5 — кварцеворудная жила; 6 — места взятия образцов и их номера

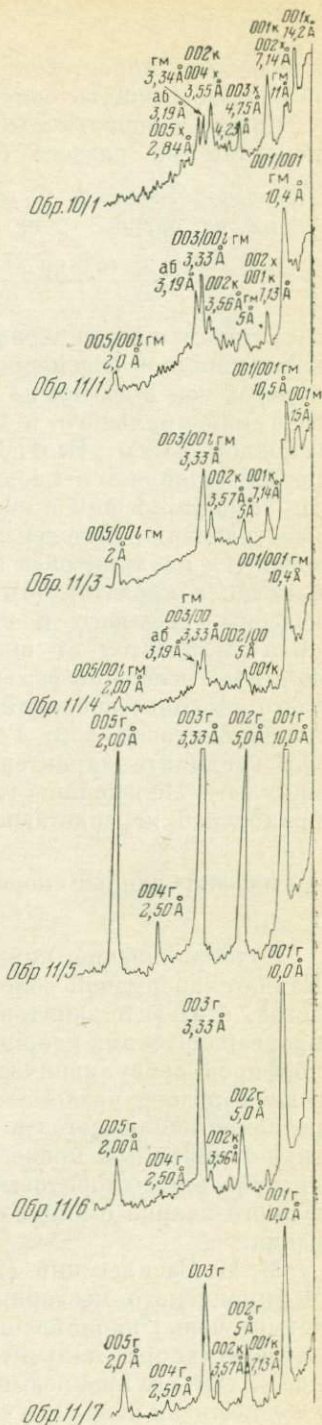


Рис. 34. Дифрактограммы глинистых фракций аргиллизированных пород рудопроявления Чемпура

центральной каолиновой зоны, более широким распространением каолинита, наличием гидрослюды, а не серицита и смешанно-слоистого минерала гидрослюда-монтмориллонит (рис. 33, 34). Состав и зональность аргиллизированных пород указаны в зонограмме

$$\frac{\text{диоритовый порфирит}}{\text{пи, пл, ом, кв}} \frac{1}{>20} \frac{(x > d > k)_{\text{пи}} (ab > m, \text{гм, к})_{\text{пл, ом}} + \text{п}}{\text{кв}}$$

$$\frac{2}{4} \frac{(ab, m, \text{гм} > \text{кц, к})_{\text{пл, пи, ом}}}{\text{кв}} \frac{3}{10} \frac{(\text{гм} > \text{п})_{\text{пи}} (ab, \text{гм} > \text{к})_{\text{пи, ом}}}{\text{кв}} \frac{4}{3} \frac{(\text{г})_{\text{пи, пл}} (\text{кв} > \text{г})_{\text{ом}}}{\text{кв}}$$

Выделяются четыре зоны: монтмориллонит-хлоритовая (1), гидрослюдяно-монтмориллонитовая (2), каолинит-гидрослюдяная (3) и гидрослюдяная (4). Каолинит в небольших количествах присутствует во всех зонах, кроме гидрослюдяной. Смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит образуется, по-видимому, за счет замещения монтмориллонита и каолинита в условиях калиевого метасоматоза, приводящего к образованию гидрослюды в непосредственной близости от рудных тел. В разрезах с убогой ртутной минерализацией возрастает количество каолинита и монтмориллонита.

Рудные поля в эффузивных породах

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приповерхностные средне- и низкотемпературные сульфидные с золотом и серебром жилы залегают почти исключительно среди аргиллизированных эффузивных пород кислого, среднего и основного состава. Рудные поля этих месторождений приурочены к палеовулканическому кальдерам с мощными вулканогенно-осадочными толщами, прорванными штокообразными интрузиями главным образом кислого и среднего состава, часто с повышенной щелочностью. Преобладающим продуктом изменения вмещающих пород являются глинистые минералы. Прилегающие к рудным телам зоны аргиллизированных пород могут быть окварцованы, адуляризованы и альбитизированы. В измененных породах среднего и основного состава часто содержится значительное количество дисперсного хлорита и смешанно-слоистых минералов типа хлорит-монтмориллонит и хлорит-вермикулит, что придает породам серую и зелено-серую окраску. Такие породы обычно содержат вкрапленность пирита, а во внешних зонах и эпидот (в псевдоморфозах по плагиоклазу) и нередко называются пропилитами.

Для ореолов измененных пород этих месторождений характерна вертикальная зональность. Над рудовмещающими аргиллизированными породами образуются безрудные или слабо рудоносные приповерхностные «сульфатарные шляпы», состоящие из окварцованных, каолинизированных и алунизированных пород. В связи с этим породы «сульфатарной шляпы» и залегающие под ними аргиллизированные

породы обычно объединяются термином «вторичные кварциты», например в публикациях по измененным породам золото-серебряных месторождений Дальнего Востока и Чукотки (Л. Н. Пляшкевич, А. А. Сидоров, 1965 г.; Л. Н. Пляшкевич, 1966; А. А. Сидоров, 1966 г.).

Аргиллизированные породы района Кочити (шт. Нью-Мексико, США)

Измененные породы среднего состава в этом районе изучали В. М. Банди и Х. Х. Муррей (Bundy, Murray, 1959). Район Кочити находится в области широкого развития плейстоценовых риолитовых и андезитовых потоков, образующих вулканические конусы диаметром до 25 км. Наиболее древние из обнажающихся пород — андезитовые потоки с прослоями пирокластических отложений и песчанников. Эти породы были прорваны монцонитовыми штоками, которые в свою очередь секутся дайками андезитовых порфиров. Последайковые сбросы контролируют кварц-сульфидные жилы. В заключительную стадию вулканической деятельности третичного времени образовались риолиты и риолитовые дайки, затем сформировались непромышленные минерализованные кварцевые жилы. Эпитермальные кварцевые жилы первой стадии содержат пирит, аргентит, сфалерит, халькопирит и галенит. Золото содержится, вероятно, в пирите. Послериолитовые кварцевые жилы содержат только пирит.

Измененные андезиты, монцониты и дайки андезитовых порфиров изучались на рудниках Лоун Ста, Дейси, Блю-Белл, Сэмбо, Сан и Албомерл. Состав исходных пород в первом приближении одинаковый: андезиты и дайки андезитовых порфиров состоят из андезина, пироксена, биотита, ильменита, магнетита и апатита. В монцонитах определены андезин, ортоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, ильменит, магнетит, апатит. Эффект гидротермального изменения этих пород одинаков по существу на всех рудниках независимо от того, являются ли рудные жилы кварцевыми или кальцитовыми. Во всех случаях в измененных породах от неизмененных пород к жилам наблюдается следующая последовательность зон: внешняя хлорит-монтмориллонитовая (1), вермикулит-галлуазитовая (2), иллит-каолинитовая (3). На руднике Сан-Майн между иллит-каолинитовой зоной и жилой находится еще и диккитовая зона.

Ниже приводится несколько упрощенная зонограмма ореолов измененных андезитов

$$\begin{array}{c}
 \text{андезит} \\
 \text{аф, пи, пл, би} \quad 1 \quad \frac{(x)_{\text{би}} (x \cong m > \text{кц, эп})_{\text{аф, пи, пл}}}{\text{би}'} \\
 \\
 2 \quad \frac{(\text{гз} \cong \text{в} > \text{г})_{\text{аф, пи, пл}} + \text{ал} + \text{я}}{\text{---}} \quad 3 \quad \frac{(\text{г} \cong \text{к, кв})_{\text{аф, пи, пл}} + \text{ал} + \text{я}}{\text{---}}
 \end{array}$$

Во внешней зоне монтмориллонит замещается хлоритом с образованием смешанно-слоистого минерала хлорит-монтмориллонит. В вермикулит-галлуазитовой зоне с вермикулитом ассоциирует

смешанно-слоистый вермикулит-хлорит. Повсеместно в небольших количествах встречается вторичный гидробиотит. В псевдоморфозах по темнокветным минералам содержится лейкоксен, а во внешней зоне и ильменит. На рудниках Сан и Албомерл между каолинит-гидро-слюдяной зоной и жилой выделена диккитовая зона (с кварцем и пиритом) «жильной глины». Мощности зон не указаны, ширина ореола измененных пород пропорциональна мощности жил. Состав аргиллизированных монзонитов в основе своей подобен составу аргиллизированных андезитов. Ортоклаз в зоне 1 устойчив, в зоне 2 замещается (частично) каолинитом и гидрослюдой.

Аргиллизированные породы Беганьского барит-полиметаллического месторождения (Закарпатье)

Беганьское барит-полиметаллическое месторождение находится в Закарпатском внутреннем прогибе в пределах пологой антиклинали в толще эффузивно-осадочных пород нижнесарматского возраста. Нижняя часть вскрытого скважинами разреза этого района сложена диабазами, переслаивающимися с яшмами и кремнистыми известняками, на которых залегают гравелиты и конгломераты. Верхняя часть разреза состоит из липаритовых туфов с прослоями аргиллитов. Верхний горизонт липаритовых туфов прорывается молодыми липаритовыми куполами. В пределах рудного поля толща липаритовых туфов, разделенная пластом аргиллитов, разбита тектоническими нарушениями северо-северо-западного направления, по которым блоки пород незначительно смещены. Зоны тектонических нарушений вмещают рудные тела с гипогенной вертикальной зональностью. В верхней части (0—150 м) жилы сложены баритом, в интервале 150—200 м они имеют барит-полиметаллический состав, а ниже переходят в полиметаллические жилы.

Главнейшими рудными минералами полиметаллических руд являются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит; менее распространены марказит, аргентит, прустит, шпираргирит, самородное серебро, из редких минералов встречены: блеклые руды, пирротин, халькозин, магнетит, гематит, борнит, рутил. Рудные минералы и окварцованные, алунизированные породы характеризуются повышенной сереброносностью (Л. И. Нестерова, 1965 г.). Температура гомогенизации газово-жидких включений в сфалерите и барите 340—120° С (В. М. Брандыбура, 1966 г.).

Туфы липаритов состоят из обломков липаритов, обломков посторонних пород, фенокристаллов и пепловых частиц; среди фенокристаллов преобладают кварц и плагиоклаз. Плагиоклаз по составу варьирует от олигоклаза до андезина (В. С. Соболев и др., 1955 г.). Встречаются базальтическая роговая обманка и лешидомелан. Из аксессуарных минералов обычен циркон. Пепловый материал состоит из стекловатых частиц. Обломки липаритов стекловатой и фельзитовой структуры, обломки посторонних пород представлены андезитом и глинистым сланцем.

Ореол измененных пород расчленяется на две различные по составу и морфологии части (рис. 35). Верхняя часть ореола грибовидной формы сложена вторичными кварцитами. Измененные

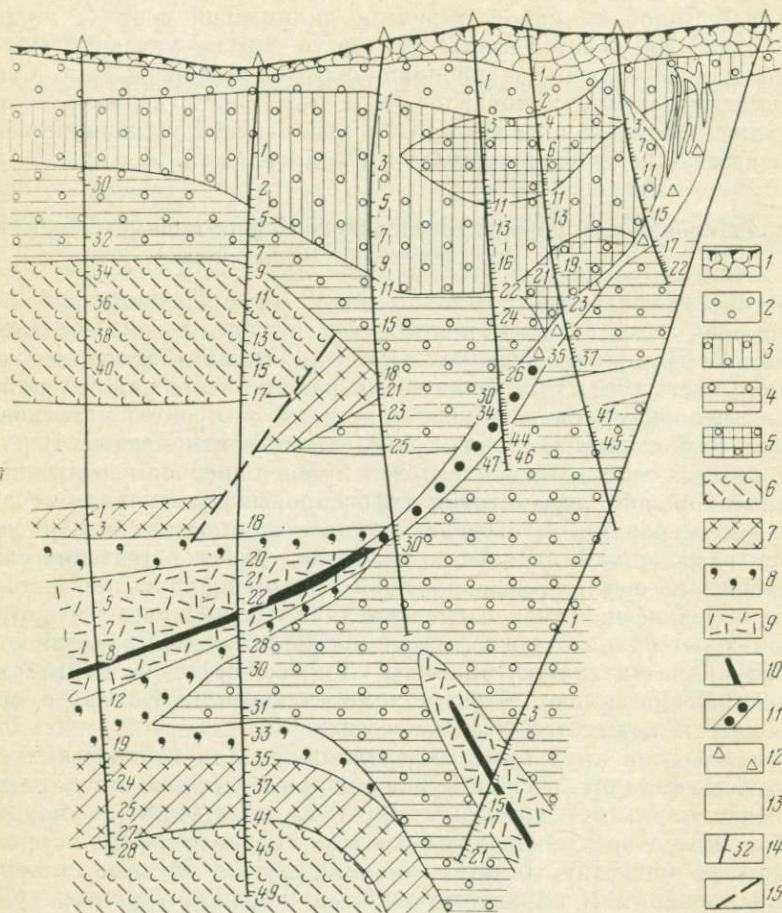


Рис. 35. Разрез измененных липаритовых туфов Беганьского месторождения

1 — делювий; 2—9 — зоны измененных пород: 2 — монокварцитовая, 3 — окварцованных пород с алунином, 4 — каолинизированных и окварцованных пород, 5 — окварцованных, каолинизированных и алунизированных пород, 6 — монтмориллонитовая, 7 — каолинит-хлоритовая, 8 — каолинит-гидрохлоритовая, 9 — гидрохлоритно-хлоритовая; 10—12 — жилы: 10 — полиметаллическая, 11 — барит-полиметаллическая, 12 — баритовая; 13 — осадочные аргиллиты; 14 — места взятия образцов и их номера; 15 — разрывное нарушение

породы нижней части ореола на уровне полиметаллических жил по составу и строению аналогичны линейным ореолам аргиллизированных пород с симметричной боковой зональностью. Во вторичных кварцитах резко выражен асимметричный вертикальный мотив зональности. Изменение пород повсеместно выражается в замещении

новообразованиями основной массы, вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов. Первичный кварц является единственным реликтовым минералом измененных пород.

Горизонтальная зональность

На уровне полиметаллических и барит-полиметаллических жил состав аргиллизированных пород меняется в перпендикулярном к жилам направлении.

Зональность на уровне полиметаллических жил. Ореол измененных пород, обрамляющих полиметаллические жилы, подразделяется на четыре зоны (от внешней к внутренней): монтмориллонитовую, каолинит-хлоритовую, каолинит-гидрослюдяную и гидрослюдяно-хлоритовую. В верхней части разреза метасоматитов уровня полиметаллической минерализации вскрыта еще и кварц-каолинитовая зона. Состав пород показан в зонограмме

$$\begin{array}{c} \text{липаритовый туф} \\ \text{стекло-75}_{\text{пл}} \text{14}_{\text{кв}} \text{11} \end{array} \begin{array}{l} 1 \frac{(x, \text{кв} > \text{м}, \text{Г})_{\text{ст}}}{\text{пл}', \text{кв}} 2 \frac{(x, \text{Г}, \text{кв} > \text{к})_{\text{ст}} (\text{к} > \text{Г})_{\text{пл}}}{\text{кв}} \\ 3 \frac{(\text{Г} \cong \text{к}, \text{кв})_{\text{ст}, \text{пл}}}{\text{кв}} 4 \frac{(x > \text{Г}, \text{кв})_{\text{ст}, \text{пл}}}{\text{кв}} \end{array}$$

Результаты рентгеновского анализа глинистой фракции показаны на рис. 36.

В монтмориллонитовой зоне (1) светло-серых марких пород с реликтовой материнской текстурой обломки липаритов и пепловая масса замещены агрегатом хлорита, кварца, гидрослюда и монтмориллонита. Псевдоморфозы по плагиоклазу состоят из альбитового футляра и монтмориллонитового или монтмориллонит-гидрослюдяного ядра. Мощность зоны более 75 м.

В каолинит-хлоритовой зоне (2) породы более осветлены, маркие. Плагиоклаз замещен агрегатами каолинита и гидрослюда. Цементирующая пепловая масса замещена каолинит-кварцевым агрегатом с редкими чешуйками хлорита и рассеивающими свет пелитовыми частицами. По обломкам липарита развит тонкозернистый кварц-каолинит-хлорит-гидрослюдяной агрегат. Гидрослюда замещает хлорит, образуя жилковидные скопления и количество ее возрастает по направлению к внутреннему краю зоны, не превышая 20% объема породы. Мощность зоны около 50 м.

Породы каолинит-гидрослюдяной зоны (3) имеют светло-серую рыхлую цементирующую массу каолинитового или каолинит-кварцевого состава, в которой заключены светлые желтовато-серые глинистые агрегаты гидрослюда ключевидной формы, состоящие из изометричных чешуек с волнистым погасанием. В большей части зоны количество гидрослюда не превышает 50%, но местами у внутреннего края зоны породы состоит почти нацело из гидрослюда с зернами первичного кварца. Мощность зоны около 50 м.

Породы гидрослюдяно-хлоритовой зоны (4) обрамляют жилу. Они утратили реликтовую текстуру, имеют серо-зеленый цвет. Основная масса, обломки липаритов и фенокристаллы плагиоклаза замещены тонкозернистым агрегатом кварца, хлорита

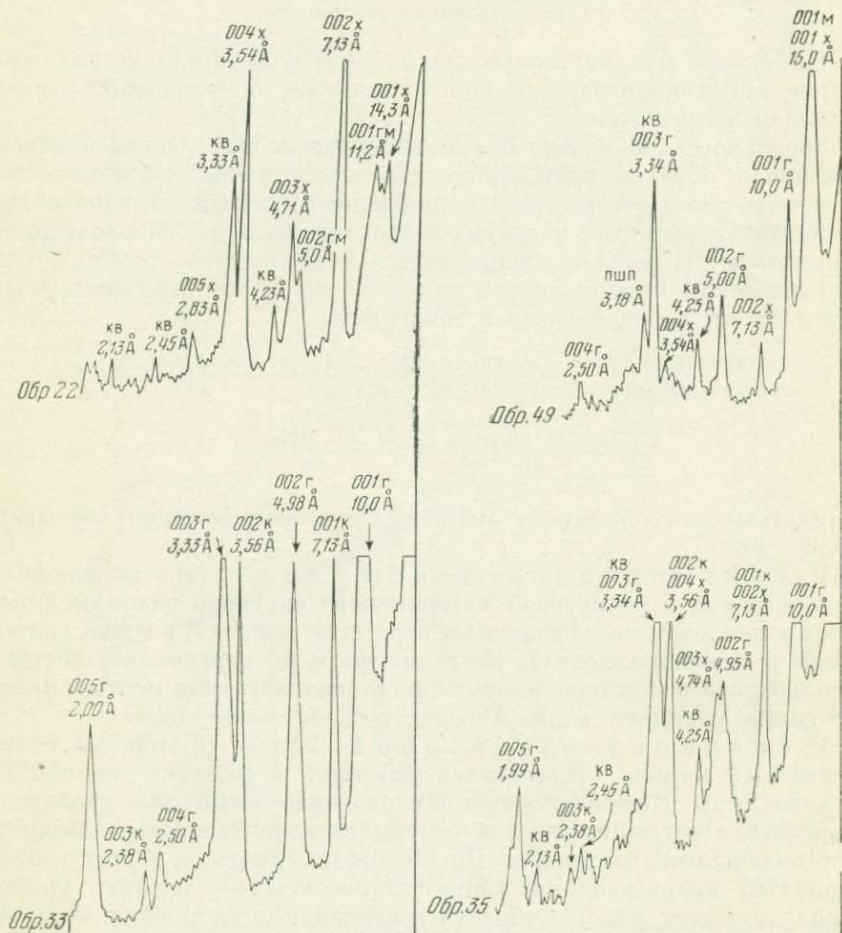


Рис. 36. Дифрактограммы фракций $\leq 0,005$ мм аргиллизированных туфов полиметаллического уровня

с примесью гидрослюд. Обычно кварца больше, чем хлорита, а последнего намного больше, чем гидрослюды. Изредка вблизи жилы встречаются породы, состоящие из мономинеральных сферолитовых агрегатов хлорита с зернами реликтового первичного кварца. Мощность зоны 25 м и более.

Зональность на уровне барит-полиметаллических жил. На уровне барит-полиметаллической части жил наблюдается горизонтальная

зональность измененных пород. В метасоматических жилах присутствует диаспор в ассоциации с каолинитом, кварцем и тонкозернистым алунином. К жилам прилегают мощная зона каолинизированных и окварцованных туфов, которая подразделяется на две подзоны по соотношению кварца и каолинита. Во внутренней подзоне кварц замещает каолинит в основной массе и в агрегатах, заместивших обломки липаритов; в подзоне внешнего края кварц присутствует только в основной массе.

В горизонтальном направлении зона кварц-каолинитового изменения граничит с каолинит-хлоритовой зоной. Последняя сменяется широкой монтмориллонитовой зоной, в которой помимо монтмориллонита присутствует смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит, содержащий 25—50% монтмориллонитовых слоев.

Вертикальная зональность

Зональность на уровне баритовых жил. От поверхности до глубины 150 м около баритовых жил четко выражена вертикальная зональность измененных пород, выражающаяся в последовательной смене следующих пород (сверху вниз): кавернозные монакварциты, кварц-алуниновые породы, кварц-каолинитовые породы. В некоторых разрезах под монакварцитами и над кварц-алуниновыми породами вскрыты блоки кварц-каолинит-алуниновых пород.

Монакварциты — пористые и кавернозные породы, в которых основная масса замещена кварцем. Реликтовый первичный минерал — кварц; плагиоклаз и обломки липаритов выщелочены. Каверны достигают 10 см в поперечнике. Объемный вес породы уменьшается от 2,4 до 1,3 г/см³, а содержание кремнезема возрастает от 74 до 93%. Мощность зоны около 25 м.

Кварц-алуниновые породы состоят из алунита и кварца. Среди них преобладают породы, в которых алунит встречается в виде щеток кристаллов в пустотах и как продукт замещения плагиоклаза и основной массы. Более редки породы с окварцованной основной массой, не содержащей алунита, и с кристаллами алунита в псевдоморфозах по плагиоклазу и в пустотах. Мономинеральные алуниновые породы редки. Кварц-алуниновые породы обычно содержат мелкие глобулярные агрегаты гематита. ореол распространения гематита почти совпадает с границами алунитового горизонта. Нижняя граница гематитового ореола совпадает с верхней границей пиритового ореола. Мощность зоны 100 м и более.

Кварц-каолинитовые породы состоят из кварца и каолинита с вкрапленностью мелких кристаллов пирита. Изометричные скопления агрегатов каолинита и кварц-каолинитовые агрегаты размером до 1,5 см в поперечнике (в среднем около 0,5 см) заключены в мелкозернистом кварце, заместившем основную массу породы. Мощность зоны часто превышает 100 м.

Зональность по восстановлению полиметаллических жил. Сопоставление зональности измененных туфов на разных уровнях полиметаллической минерализации приводит к выводу о наличии вертикальной

зональности аргиллизированных пород (рис. 37), выражающейся во все более преобладающем развитии каолинизации пород по мере приближения к поверхности. На наиболее глубоком уровне полиметаллической минерализации каолиновая зона отсутствует. Ближе к поверхности появляется каолиновая зона, расположенная между

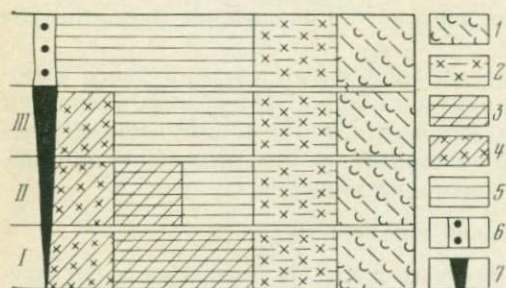


Рис. 37. Вертикальная зональность ореола измененных пород с полиметаллической минерализацией

Уровни полиметаллической жилы: I — нижний, II — средний, III — верхний
1—5 — зоны измененных пород: 1 — монтмориллоновая, 2 — каолинит-хлоритовая, 3 — каолинит-гидрослюдяная, 4 — гидрослюдяно-хлоритовая, 5 — кварц-каолинитовая; 6 — барит-полиметаллическая жила; 7 — полиметаллическая жила

каолинит-хлоритовой и гидрослюдяно-хлоритовой. Маломощная полиметаллическая жила, вскрытая скв. 7, обрамляется гидрослюдяно-хлоритовой зоной, за которой следует широкая кварц-каолинитовая зона, а каолинит-гидрослюдяная зона отсутствует. Наконец, на уровне барит-полиметаллической минерализации исчезает и гидрослюдяно-хлоритовая зона и к жилам прилегает кварц-каолинитовая зона.

Таким образом, разрез измененных пород Беганьского месторождения расчленяется на приповерхностную часть кварц-алунит-каолинитового состава, для которой характерна вертикальная зональность и баритовая минерализация, и нижнюю часть с аргиллизированными породами и полиметаллической минерализацией. Для аргиллизированных пород характерна горизонтальная (боковая) зональность с изменением набора зон по восстанию жил.

Измененные породы Береговского полиметаллического месторождения (Закарпатье)

Сведения о геологии и измененных породах Береговского месторождения в Закарпатье имеются в работах Л. Г. Ткачука и др. (1949 г.), В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина (1953), Г. И. Смирнова (1955 г.), М. Ю. Фишкина (1958), Э. А. Лазаренко (1960 г.), Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко и др. (1963), Э. А. Лазаренко и др. (1964 г., 1965), Е. Ф. Малеева (1964, 1965), И. И. Дранко (1966 г.), во многих других работах Э. А. Лазаренко и М. Ю. Фишкина.

Геологическое строение Береговского рудного поля в основном такое же, как и на соседнем Беганьском месторождении. Толща лаваритовых туфов с прослоями осадочных пород разбита сбросами северо-западного и северо-восточного направлений с незначительным смещением блоков. Преобладающая масса руды контролируется

разломами северо-западного простирания в туфах под верхней осадочной толщей. Минерализация двух типов: жильная и вкрапленная. Падение жил северо-восточное под углом 70—90°. Минеральный состав: сфалерит, галенит (преобладают), пирит, тетраэдрит, халькопирит, марказит, пираргирит, золото, серебро. С глубиной увеличивается отношение $(Pb + Zn) : (Au + Ag)$ (Г. И. Князев и др. 1966 г.).

Кварцевые жилы северо-восточного направления содержат небольшое количество сфалерита, галенита и пирита с примесью халькопирита, золота, серебра. Рудные тела выклиниваются в 100—200 м от поверхности. Месторождение гидротермальное, приповерхностное, среднетемпературное (Лазаренко и др., 1963), возраст — около 13 млн. лет (М. Ю. Фишкин и др., 1967 г.).

Сведения об измененных породах этого месторождения приведены Э. А. Лазаренко (1960 г., 1963, 1965), который составил карту измененных пород на горизонте 210 м. Он выделяет следующие главные типы измененных пород: адуляризированные, каолинизированные, алунитизированные и окварцованные липаритовые туфы. М. Ю. Фишкин особое внимание уделил адуляризированным породам (М. Ю. Фишкин, 1966 г.; М. Ю. Фишкин, В. В. Малашевский, 1966 г.).

В 1964 г. нами было проведено детальное картирование измененных липаритовых туфов горизонта 210 м Береговского месторождения по главному штреку и рассечкам, вскрывающим южную, центральную и северную части главной рудной жилы и обрамляющих ее измененных пород. Изучение измененных пород методами термического и структурного (рентгеновского и электронографического) анализов позволило выявить более сложный состав и зональность пород.

Горизонтальная зональность

Зональность измененных туфов на штольневом горизонте (рис. 38) обусловлена локальным распределением трех минералов (табл. 14). Единственным реликтовым первичным минералом измененных пород является кварц. Главными новообразованиями измененных липаритовых туфов являются каолинит, гидрослюда, смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит, адуляр, халцедон и кварц (рис. 39). Из двух разновидностей адуляра типоморфным является адуляр, образующий мелкие кристаллы с ромбовидными сечениями среди основной массы породы, тогда как футляровидные псевдоморфозы адуляра по плагиоклазу распространены почти по всему разрезу измененных пород.

Ореол околорудных пород расчленяется на пять зон, указанных в табл. 14. Внешняя*монтмориллонитовая зона, по составу подобная одноименной зоне ореола аргиллизированных пород Беганьского месторождения, вскрыта штольней, обнажается восточнее приводимого разреза.

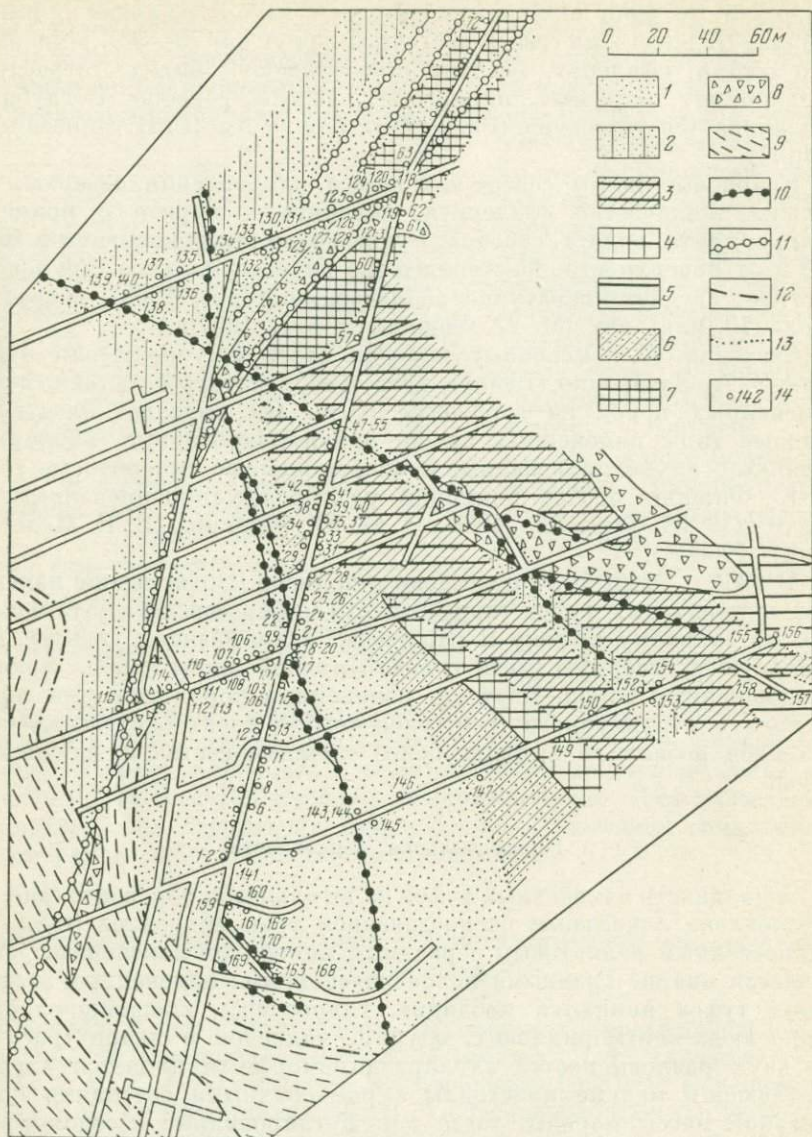


Рис. 38. Зональность измененных пород горизонта 210 м Береговского месторождения

1—7 — зоны измененных липаритовых туфов: 1 — кварц-адулярная, 2 — кварц-адуляр-гидрослюдавая, 3 — каолинит-гидрослюдавно-монтмориллонитовая, 4 — монтмориллонитовая, 5 — каолинитовая, 6 — кварц-адуляр-гидрослюдавно-монтмориллонитовая, 7 — каолинит-гидрослюдавая; 8 — эруптивные брекчии; 9 — аргиллиты верхней осадочной толщи; 10 — сульфидные жилы; 11 — минерализованные кварцевые жилы; 12 — граница между измененными липаритами и осадочными аргиллитами; 13 — граница между зонами изменения липаритовых туфов; 14 — места взятия образцов и их номера

Породы каолиновой зоны состоят из обособленных агрегатов каолинита в массе мелкозернистого кварца. В псевдоморфозах по плагиоклазу альбитовые футляры содержат каолиновые ядра.

Более внутренние зоны измененных пород разделяются на две серии: серию зон лежачего бока и серию зон висячего бока. В серии зон лежачего бока одним из компонентов пород является гидрослюда, а в серии зон висячего бока место гидрослюда занимает смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит, содержащий 10—40% монтмориллонитовых слоев. В каолинит-гидрослюдяной, адуляр-гидрослюдяной и кварц-адуляр-зонах лежачего бока состав псевдоморфоз по плагиоклазу одинаковый, и породы этих зон отличаются по составу продуктов замещения основной массы при сквозном развитии в ней халцедона.

В каолинит-гидрослюдяной зоне основная масса замещена халцедоном, каолинитом и гидрослюдой. В адуляр-гидрослюдяной зоне к этим минералам добавляются адуляр в виде мелких кристаллов с ромбовидными сечениями. В продуктах замещения основной массы кварц-адуляр-зона отсутствуют каолинит и гидрослюда, и помимо халцедона и адуляра здесь обнаружены удлиненные кристаллы кварца с включениями ромбиков адуляра.

Таблица 14
Метасоматические продукты зон аргиллизации липаритовых туфов Береговского месторождения

Состав псевдоморфоз	Зона изменения				кварц-адуляр-зона
	монтмориллонитовая	каолиновая	каолинит-гидрослюдяная	адуляр-гидрослюдяная	
По стеклу основной массы	Монтмориллонит, хлорит, каолинит	Каолинит (△), кварц	Халцедон (△), каолинит, гидрослюда	Халцедон (△), каолинит, гидрослюда, адуляр мелкозернистый	Халцедон, адуляр, кварц
По плагиоклазу	Альбит, монтмориллонит	Каолинит (△) в адуляр-зонах футлярах	Каолинит и гидрослюда в адуляр-зонах футлярах	Каолинит и гидрослюда в адуляр-зонах футлярах	Каолинит и гидрослюда в адуляр-зонах футлярах
По кварцу	Не изменен				Дробленные зерна кварца
Примечание.	Жирным шрифтом выделены типоморфные минералы.				

Прочность пород возрастает в направлении от каолинит-гидрослюдяной зоны к жиле. Количество глинистого вещества в породах этих зон уменьшается в том же направлении от 70—40% в каолинит-

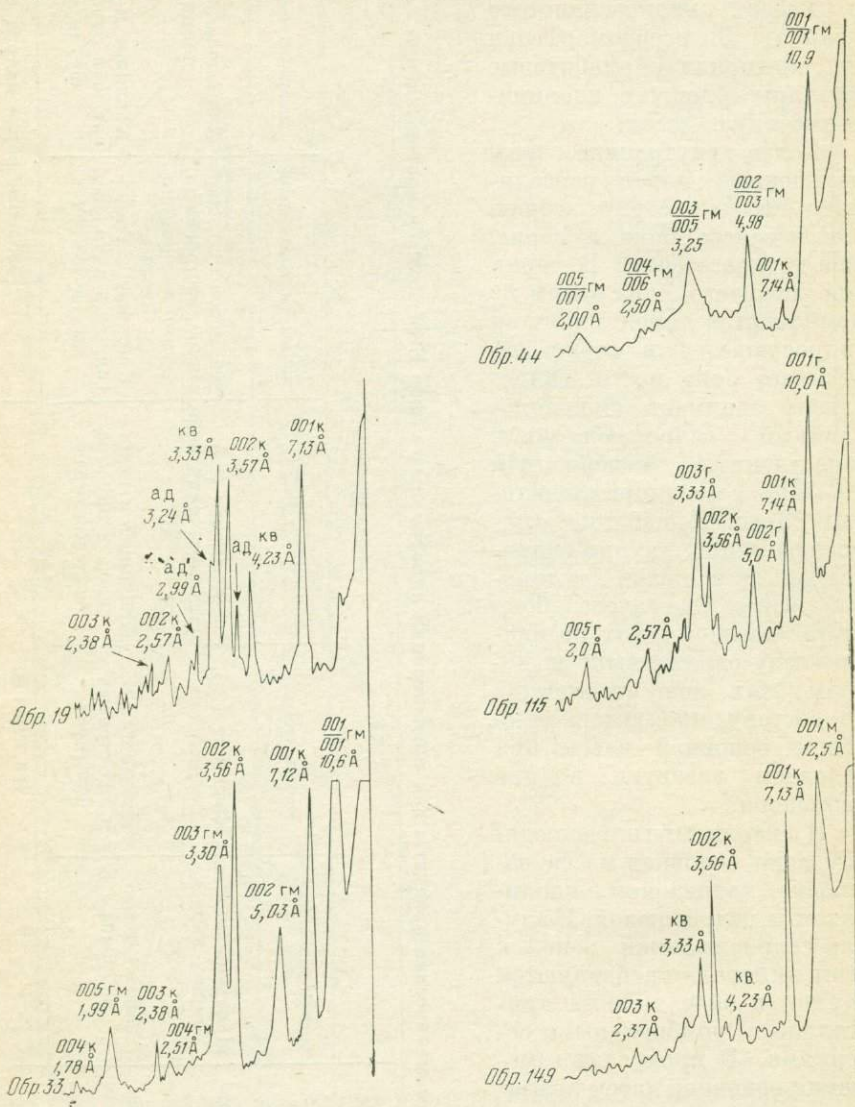


Рис. 39. Диффрактограммы фракций $\leq 0,005$ мм измененных лшаритовых туфов

гидрослюдяной зоне до 10—5% в кварц-адуляровой (в этой зоне глинистое вещество содержится только в псевдоморфозах по плагиоклазу).

В серии зон всяческого бока адуляр-гидрослюдяной зоне соответствует адуляр-гидрослюдяно-монтмориллонитовая зона, а каолинит-гидрослюдяной — каолинит-гидрослюдяно-монтмориллонитовая. Монтмориллонит в породах этих зон не образует самостоятельной минеральной фазы, а является компонентом смешанно-слоистого минерала гидрослюда-монтмориллонит, развивающегося по гидрослюде. Около северо-восточных слабо минерализованных кварцевых жил встречаются блоки измененных пород с хлоритом и гидрослюдой в основной массе и в псевдоморфозах по плагиоклазу, состоящих из альбитового футляра и глинистого ядра. Присутствие альбита и хлорита свидетельствует о том, что блоки этих пород являются реликтами внешней части ореола измененных пород.

Таким образом, штольневый разрез измененных пород Береговского месторождения представляет собой комбинацию зон собственно глинистого изменения и кварц-адулярного метасоматоза вблизи жил. Кварц-адулярные породы образовались в условиях высоких значений рН растворов и избытка кремнезема в период рудоотложения, что благоприятствовало образованию вблизи рудных тел адуляра, а не гидрослюды.

Вертикальная зональность

Над штольневым разрезом Береговского месторождения находятся выходящие на поверхность нерудоносные вторичные кварциты, по составу и зональности аналогичные вторичным кварцитам Беганьского месторождения (монокварцитовая, алунитовая и каолинитовая зоны). Каолинитовая зона штольневого разреза является, вероятно, связующим звеном между собственно околорудным ореолом штольневого разреза и приповерхностной сольфатарной шляпой вторичных кварцитов.

Близость ореола приповерхностного сернокислотного выщелачивания к штольневому разрезу отражается на минеральном составе последнего, приводя к замещению в породах всяческого бока гидрослюды смешанно-слоистым гидрослюдой-монтмориллонитом, на что указывает ряд фактов:

1) смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит развит асимметрично, только в всячем боку ореола, так же как и смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит в монтмориллонитовой зоне всяческого бока Беганьского месторождения;

2) форма выделения гидрослюды и смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита одинаковая: они образуют жилковидные обособления с сетчатым распределением чешуек среди кварц-адулярных или каолинитовых агрегатов, т. е. смешанно-слоистый минерал наследует особенности агрегатного строения гидрослюдяных обособлений;

3) породы каолинит-гидрослюдяно-монтмориллонитовой зоны местами содержат примесь дисперсного гематита, характерного для вышележащих вторичных кварцитов.

Слюды под действием кислот превращаются в монтмориллониты и смешанно-слоистые минералы (Millot, 1966). Так как вторичные кварциты образуются в условиях максимального проявления кислотности растворов, то вблизи области перехода околорудных пород ко вторичным кварцитам гидрослюды замещаются монтмориллонитом под действием кислых растворов.

Аргиллизированные породы золоторудного месторождения Голдфилд (шт. Невада, США)

Геология и измененные породы района Голдфилд изучались многими исследователями (Ransome, 1909; Harvey, Vitalino, 1964; C. J. Vitalino, 1965 г. и др.).

Древнейшими породами в районе Голдфилд являются известкостые сланцы кембрия, прорванные небольшими штоками аляскитов, постепенно переходящих в граниты батолита Сьерра-Невада. Залегающие на них потоки третичных риолитов (внизу), латитов, андезитов и дацитов (вверху) перекрыты озерными слоями Эсмеральда (верхний миоцен — нижний плиоцен), состоящими из туфопесчаников и пепловых туфов с прослоями конгломератов. В южной части района известны вулканические породы более молодые, чем слои Эсмеральда. Максимальная мощность вулканогенной серии около 600 м. Гидротермальному изменению подвержены все породы, но оруденение установлено лишь в верхней части разреза (латиты, андезиты и дациты). Рудные поля в этом районе приурочены к вулканическим аппаратам (C. J. Vitalino, 1965 г.; R. E. Anderson et al., 1965 г.).

Экструзивные фации вулканических пород образуют невысокий купол. Экструзивный купол, вулканические породы и аляскинты пересекаются сбросом меридионального направления, который не прослеживается в слоях Эсмеральда. Одна система рудоносных жил имеет северо-восточное направление, другая — юго-восточное. Время минерализации определяется периодом от образования сбросов до отложения слоев Эсмеральда (от конца палеоцена до среднего миоцена). Эрозионный срез за период от рудоотложения до отложения слоев Эсмеральда оценивается как весьма незначительный (около 100—200 м). Неокисленные руды содержат пирит и марказит, висмутит, гольдфилдит, самородное золото и теллуриды золота в темно-сером непрозрачном кварце; оруденение прослеживается до глубины 300 м. Температура рудообразования 300° С.

В основной афанитовой массе латитов заключены фенокристаллы плагиоклаза (№ 39—42) и биотита. Андезиты Миллтаун имеют стекловатую основную массу с фенокристаллами плагиоклаза (№ 45—50), авгита и небольшим количеством кристаллов биотита и амфибола. В основной стекловатой массе андезитов различаются микролиты плагиоклаза и магнетит. Дациты состоят из кристаллов плагиоклаза (№ 45—50), кварца, биотита и роговой обманки, заключенных

в стекловатую основную массу с микролитами плагиоклаза, биотита, роговой обманки, магнетита, сфена.

В окolorудных породах района Голдфилд выделяется четыре зоны (рис. 40): внешняя пропилитовая, монтмориллонитовая, иллит-каолининовая и внутренняя кварц-алунитовая (Harvey, Beck, 1962; Harvey, Vitalino, 1964), состав которых показан в зонограмме

андезит	1	$(x > kv)$	аф	(кц, х)	пи	(х, г)	би	2	(г)	аф, пи, би	(м, г)	пл	$(m \gg k)$	ом
аф, пи, пл, ом, би ?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

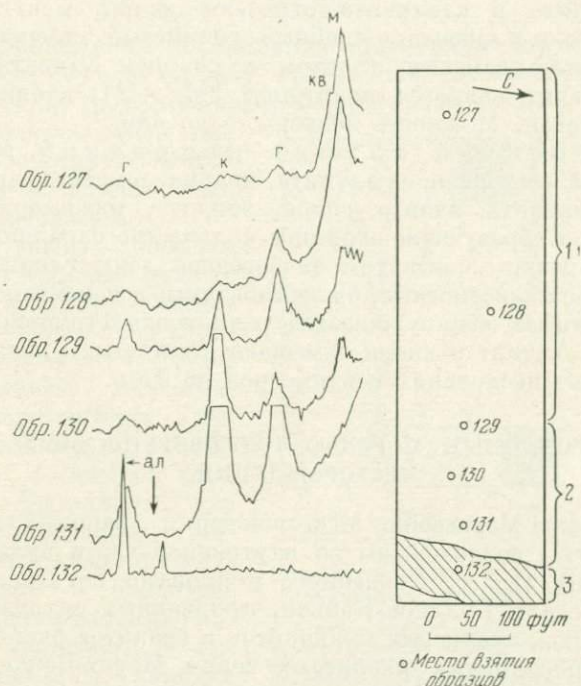


Рис. 40. Дифрактограммы фракций < 2 мк по разрезу аргиллизированных пород месторождения Голдфилд (шт. Невада, США)

1 — монтмориллонитовая подзона; 2 — гидрослюда-каолининовая подзона; 3 — кварц-алунитовая зона

Во внешней пропилитовой зоне биотит постепенно замещается хлоритом (14 \AA) и калиевой слюдой. Мелкие кристаллы пироксена полностью замещены кальцитом и хлоритом, а крупные — хлоритом, кальцитом и антигоритом (только во внутренней части зоны). Роговая обманка во внешней части зоны замещена смешанно-слоистым хлорит-вермикулитом 1 : 1 с базальным отражением в 29 \AA .

В монтмориллонитовой зоне кристаллы плагиоклаза частично замещены монтмориллонитом и калиевой слюдой, ориентированной по кристаллографическим направлениям плагиоклаза. В более измененных кристаллах плагиоклаза, не образующих ориентированных агрегатов, ближе к жиле обнаруживается иллит $1Md$ и $1M$. Биотит и амфибол замещаются гидрослюдой и ильменитом. Основная масса породы замещена монтмориллонитом с примесью каолинита и содержит пылевидный гематит. Количество монтмориллонита достигает 10—20%. Мощность зоны 120 м и более.

В иллит-каолинитовой зоне количество глинистых минералов обычно превышает 90% объема породы. Помимо преобладающих иллита и каолинита отмечены кварц, монтмориллонит, калиевая слюда и смешанно-слоистый глинистый минерал. Плагиоклаз полностью замещен иллитом и кварцем. Диоктаэдрический калиевый иллит является политипом $2M > 1M$, каолинит плохо окристаллизован. Мощность подзоны — до 45 м.

В внутренней алуни-кварцевой зоне относятся породы, состоящие из алуниита, кварца, гематита, ярозита, каолинита, галлуазита, иллита, гипса, эпидота, тоберморита, рутила и сульфидов и образующие огромное количество параллельных жил, отделенных резким контактом от соседней зоны глинистого изменения. Породы кавернозные, брекчированные, сцементированы гематитом. В шлифах обнаруживается реликтовая структура материнских пород. Алуниит и кварц замещают глинистые минералы. Мощность зоны от нескольких сантиметров до 15 м.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудное поле Мэрисвейл. Месторождения урановых руд Мэрисвейл (шт. Юта) расположены во внутренней части вулканического поля Высоких Плато, сложенного покровами латитов, андезитов и их туфов серии Буллион-Каньон, прорванных интрузиями латитовых порфиров, кварцевых монцонитов и гранитов раннетретичного возраста и перекрытых риолитами серии Маунт-Белкнап поздне-третичного возраста. Промышленные настурановые жилы с флюоритом и адуляром залегают в краевой части интрузии кварцевого монцонита, рудопроявления встречаются и в вулканических породах. Возраст месторождения 10 млн. лет, месторождение низкотемпературное, близповерхностное (Kerr e. a., 1957).

Аргиллизация пород проявляется вдоль трещин растяжения в интрузиях и вулканических породах, в последних она выражена наиболее сильно. Местами аргиллизированные породы перекрыты потоками неизмененного риолита. Аргиллизация пород, сопровождающая урановую минерализацию, последовала после широко проявленной алунификации эффузивов серии Буллион-Каньон, с которой сопряжены аргиллизация и хлоритовое изменение около жил свинцово-цинковых руд на глубине.

Наиболее четкое зональное строение имеют ореолы изменения в кварцевых монцонитах мощностью от нескольких сантиметров до 6 м (рис. 41), прослеживающиеся по простиранию на расстоянии до 300 м. Состав зон показан в зонограмме:

$$\begin{array}{c}
 \text{кв. монцонит} \\
 \text{аф, пл, би, ор, кв}
 \end{array}
 \begin{array}{c}
 1 \\
 \frac{(x, \text{кб, кв, би})_{\text{аф}} (\text{к, м})_{\text{пл}} (x)_{\text{би}}}{\text{би}', \text{ор, кв}}
 \end{array}
 \begin{array}{c}
 2 \\
 \frac{(x, \text{кб, к, м})_{\text{аф}} (\text{к, м})_{\text{пл}} (x)_{\text{би}} (\text{г})_{\text{ор}}}{\text{би}', \text{ор}', \text{кв}}
 \end{array}
 \begin{array}{c}
 3 \\
 \frac{(x, \text{кб, к, м})_{\text{аф}} (\text{к}', \text{м, г, кв})_{\text{пл}} (x, \text{г})_{\text{би}} (\text{г})_{\text{ор}}}{\text{ор}', \text{кв}}
 \end{array}$$

Две внешние зоны с каолинит-монтмориллонитовым составом псевдоморфоз по плагиоклазу отличаются составом псевдоморфоз по амфиболу и гидрослюдизацией ортоклаза в более внутренней зоне. В прилегающей к жилам зоне каолинит, монтмориллонит и хлорит замещаются гидрослюдой.

В эффузивных породах отсутствуют крупные рудные тела, но обширное изменение пород серии Буллион-Каньон (агломераты, туфы и пироксеновые андезиты) представляет интерес для расшифровки структур нижнего этажа и поисков рудных жил. Выделяются два типа изменения пород: приповерхностное каолинит-алузит-кварцевое и околотрещинное монтмориллонит-гидрослюдяно-кварцевое. В кислых и средних породах околотрещинная внешняя

зона характеризуется каолинит-монтмориллонитовым замещением плагиоклаза, промежуточная имеет каолинит-монтмориллонит-гидрослюдяной состав, а прилегающая к трещине — существенно гидрослюдяная. Местами наиболее внутренняя зона является каолинит-диккитовой и образуется в результате замещения иллитовой зоны, возможно, представляя собой «хвостовую часть» приповерхностной каолинит-диккит-алузит-кварцевой зоны.

Столь же широко проявлено изменение в пироксеновых андезитах, подстилающих биотитовые латитовые порфиры. Слабое изменение андезитов, выражающееся в хлоритизации и карбонатизации пироксена и плагиоклаза, проявляется на обширных площадях и, как предполагает П. Ф. Керр, не связано с рудоподводящими

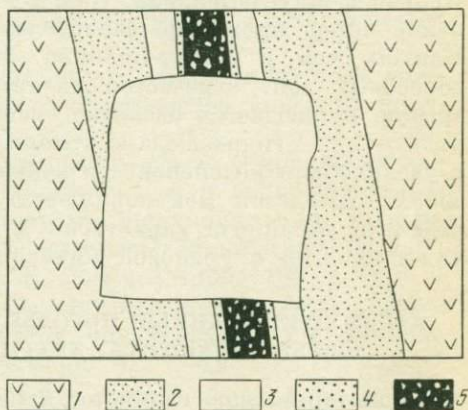


Рис. 41. Зональность аргиллизированных монцонитов месторождения Мэрисвелл

1 — неизменные кварцевые монцониты; 2—4 — зоны измененных монцонитов: 2 — хлоритовая, 3 — каолинит-монтмориллонитовая, 4 — гидрослюдяная; 5 — флюорит-настуран-кварцевая жила

трещинами. Состав и строение ореолов глинистого изменения такое же, как в породах кислого и среднего состава.

В вышележащих риолитовых потоках Маунт-Белкнап изменение выражено значительно слабее и контролируется следующими структурами: экструзивными куполами, трещинами, контактом риолитов с подстилающими породами, риолитовыми стекловатыми дайками. Даже слабое изменение риолитовых потоков может указать на наличие значительных раствороподводящих каналов на глубине. Изменение риолитов выражается обычно в развитии небольших количеств монтмориллонита, адуляра и кварца в полустекловатой риолитовой массе, местами появляется гидрослюда.

М. В. Моллой и П. Ф. Керр (Molloy, Kerr, 1962) описали измененные породы ураноносной площади Таша близ Мэрисвэйл. Настуран с сульфидами молибдена содержится в жилах выполнения, контролируемых трещинами вдоль сбросов в эффузивах Буллион-Каньон и Маунт-Белкнап. Как и в ранее описанных случаях, изменение пород проявлено значительно отчетливее в серии Буллион-Каньон, чем в Маунт-Белкнап. На осветленных площадях, вне сбросовых зон, отмечается каолинизация полевых шпатов. Близ трещин наблюдается развитие смешанно-слоистого глинистого минерала типа гидрослюда-монтмориллонит, переходящего в иллит с увеличением интенсивности изменения. В жильных и брекчиевых зонах отмечается монтмориллонит. Как свидетельствуют авторы, развитие каолинита характерно для осветленных площадей, но не для площадей с урановой минерализацией.

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ (ФЛЮОРИТА, КВАРЦА, БАРИТА, ЦЕЛЕСТИНА)

Гидротермальное глинистое изменение вмещающих пород низкотемпературных жильных флюоритовых месторождений известно в Восточном Забайкалье. По данным А. Т. Соловьева и Н. В. Струве (1959 г.), флюоритовые жилы месторождений Усуглинской группы залегают в аргиллизированных гранодиоритах и осадочных породах. В. С. Кормилицы и А. А. Иванова (1959 г.) отмечают интенсивную каолинизацию песчаников около флюорит-марказитовых жил Калангуевского месторождения. Проведенное автором обследование боковых пород (гранитов и андезитов) Абагайтуевского месторождения показало, что природные зоны измененных пород являются гидрослюдяными. Более внешние зоны были недоступны для наблюдений.

Аргиллизация вмещающих пород алданских месторождений горного хрусталя отмечалась Е. М. Лазько (1956 г.) и детально описана В. И. Бергером (1961 г., 1966). В. И. Бергер выделяет раннее пропиловое изменение, связанное с формированием жильного кварца и следующее за ним гидротермальное глинистое изменение, с которым сопряжено формирование хрусталеносных полостей. Хрусталеносные полости в кварцитах обрамляются ореолом глинистого изме-

нения мощностью от 2 до 10 м. Во внешней зоне мощностью от 1 до 7 м наблюдается серицит-каолинитовая ассоциация в псевдоморфозах по плагиоклазу и микроклину и серицит с гематитом по биотиту. Каолинит замещает серицит. В следующей зоне каолинизация кварцитов проявлена более интенсивно, сохраняются только кварц и реликты микроклина и серицита. Наконец, хрусталеносные полости обрамляются внутренней зоной окварцевания мощностью 0,3—0,5 м. Порода этой зоны состоит из каркаса призматических зерен кварца и каолинита с гематитовой слюдкой в межзерновых промежутках.

В. В. Могаровский (1963 г.) сообщил о гидрослюдяном (глауконовом) изменении пород на целестиновом месторождении Таджикской депрессии. В ореоле измененных пород этого месторождения имеются, вероятно, и внешние зоны иного состава. В. Г. Бондарь (1959 г.) отметил гидротермальное глинистое изменение туфов и туфопесчаников около целестиновых жил, образовавшихся в связи с гидротермальной деятельностью трапповой магмы. Состав измененных пород неизвестен.

Зональность аргиллизированных пород около барит-полиметаллических жил уже рассматривалась на примере Беганьского месторождения (Закарпатье).

Образование месторождений исландского шпата сопряжено с процессами хлоритизации, монтмориллонитизации и гидрослюдизации долеритов гидротермальными растворами. Монтмориллонит и гидрослюды замещают долерит непосредственно вблизи гнезд исландского шпата (Н. И. Андрусенко, Е. Я. Киевленко, 1957 г.).

Гидротермальная каолинизация гранитов отмечается также в связи с жилками гидротермальных фосфатов, образующихся при температуре около 100° С из кислых растворов.

Рудные поля в осадочных породах

Околорудное глинистое изменение осадочных пород, не связанное с супергенными процессами окисления руд и выветривания, проявлено в двух типах рудных полей: а) в рудных полях с жильной минерализацией по крутопадающим разрывным нарушениям, б) в рудных полях пластовых телотермальных месторождений.

Примером рудного поля первого типа является Балейское золоторудное месторождение в Забайкалье, приуроченное к грабену в гранитоидах области герцинской складчатости. Грабен сложен конгломератами, дресвянистыми песчаниками, алевритами и аргиллитами ($J_3 - Cr$). В окрестностях известны пластовые интрузии и дайки липаритов (Cr_2). Рудными телами являются кварцевые жилы и разнообразной формы блоки метасоматически окварцованных осадочных пород, приуроченные к разрывным нарушениям, связанным с блоковыми перемещениями. Малосульфидные жилы тонкозернистого халцедона и кварца с каолинитом, гидрослюдой и адуляром содержат золото, блеклые руды и пираргирит. Измененные породы этого

месторождения, являющиеся по преимуществу аргиллизированными, описаны Н. В. Петровской (Петровская и др., 1961). Наиболее широко проявлено гидротермальное глинистое изменение в конгломератах и песчаниках. Линзовидные в плане ореолы аргиллизированных пород облекают жилы. Цемент конгломератов, а вблизи рудных тел и гальки полностью замещаются тонкочешуйчатым гидрослюдяным агрегатом с каолинитом и карбонатом. На расстоянии от 3 до 5 м в стороны от жил породы сильно карбонатизированы, а вблизи жил замещены метасоматическим кварцем с тонкозернистым золотосодержащим пиритом, местами адуляром. Иногда адуляр замещает глинистое вещество песчаников на расстоянии до 1 м от жил, в 20 см от жил вытесняясь кварцем. Имеющиеся материалы не дают полной картины изменения вмещающих пород. Над рудными телами выявлена вертикальная зональность метасоматитов (Елеева, Русинова, 1969). Над гидрослюдизированными породами расположена зона каолинизированных пород, переходящая вверх по разрезу в кремневидные окварцованные породы. Следовательно, в данном случае, как и на полиметаллических и золото-серебряных месторождениях в эффузивах, над рудоносными блоками аргиллизированных пород с симметричной боковой зональностью образуется приповерхностная кварц-каолинитовая сольфатарная шляпа с вертикальной зональностью, но без алунитовой зоны, отсутствующей на месторождениях бедных сульфидами. Вместе с тем на подобных месторождениях часто вскрываются ореолы изменения пород с симметричной зональностью относительно пологозалегающих рудных тел, приуроченных к пологим зонам трещиноватости или литологически благоприятным для оруденения прослоям пород.

В рудных полях пластовых телетермальных месторождений главными рудоконтролирующими элементами являются области послонных срывов, дробления и литологически благоприятные прослои пород. Сеть крутопадающих разрывных нарушений контролирует ореолы рудной минерализации в целом, но сами крутопадающие разломы часто не минерализованы. Ореолы аргиллизированных осадочных пород около пластовых рудных тел пологозалегающие, имеют симметричную зональность относительно рудных тел. Такие ореолы имеют, следовательно, вертикальную симметричную зональность, в отличие от симметричной горизонтальной зональности ореолов аргиллизации вокруг крутопадающих рудных тел. Результаты исследования изменения вмещающих пород урановых месторождений плато Колорадо и других районов, свинцово-цинковых долины Миссисипи свидетельствуют в пользу происхождения их при участии восходящих термальных вод.

ОКОЛУРУДНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД ПЛАСТОВЫХ, УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТО КОЛОРАДО

Изучение измененных пород на плато Колорадо проводилось в районе антиклиналей Кейн-Крик и Лисбон-Велли, близ Моаб (шт. Юта), в районе поднятия Сан-Рафаэл (шт. Юта) и в районе Каме-

рон (шт. Аризона). Медно-ванадиево-урановая минерализация в осадочных породах плато Колорадо сопровождается околорудной аргиллизацией пород (P. F. Kerr, 1956 г.; Kelley, Kerr, 1957; P. F. Kerr, P. K. Hamilton, 1958 г.; Abdel-Gawad, Kerr, 1963; Barrington, Kerr, 1961; Kerr, Jacobs, 1964; Grandger, 1962). Сравнение характера изменения пород, сопровождающего урановую минерализацию на плато Колорадо, с изменением около гидротермальных урановых жил в сопредельных орогенных районах показывает, что урановая минерализация и изменения пород плато Колорадо взаимосвязаны и вызваны генетически однотипными процессами. Изменение выражается обычно в метасоматическом преобразовании глинистого цемента песчаников и замещении обломочных зерен полевых шпатов и слюд.

Измененные породы района Тэмпл-Маунтин (шт. Юта, США)

Район Тэмпл-Маунтин расположен в юго-восточной части поднятия Сан-Рафаэл. Урановые руды концентрируются в зонах обрушения и в виде пластовых залежей. В зонах обрушения (150 × 600 м, осадка 90 м) урановое вещество наблюдается в трещинах, выполненных доломитом и кальцитом, прослеживаясь на 400 м по вертикали. В уранорганических соединениях содержатся также железо, мышьяк, ванадий, медь, свинец, цинк, селен. Зоны обрушения прослеживаются в формациях Чинл, Шинарамп, Моенкопи и частично в пермских отложениях. Большинство промышленных месторождений пластового типа находится в песчаниках пачки Масс Бэк формации Чинл (Kelley, Kerr, 1957).

Пачка Масс Бэк, в которой было прослежено изменение, состоит из грубозернистых песчаников с линзами аргиллитов и прослоями конгломератов. Обломочный материал (80%) представлен зернами кварца, халцедона, ортоклаза, микроклина, олигоклаза и

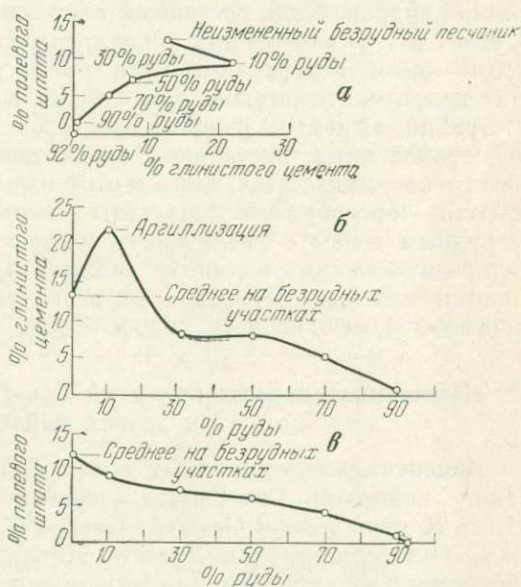


Рис. 42. Замещение обломочных полевых шпатов и глинистого цемента в рудной зоне пачки Масс Бэк, формация Чинл; Тэмпл-Маунтин, шт. Юта. По Д. Р. Келли и П. Ф. Керри (Kelley, Kerr, 1957).

а — замещение полевых шпатов и глинистого цемента рудным материалом; б — изменение глинистого материала; в — замещение обломочного полевого шпата

андезина, иногда мусковита. Глинистый цемент пород (18%) содержит незначительные количества гидрослюды и серицита в сростании с мелкозернистым кварцем, каолинитом и кальцитом. В породе присутствует около 2% органического вещества и пирита. В осветленных измененных породах вблизи рудных залежей среднее содержание обломочного материала снижается до 45% при увеличении количества глинистых минералов до 50%; количество минерализованного органического вещества возрастает до 5—10% (рис. 42).

Глинистая фракция измененных пород рудной зоны состоит из гидрослюды и каолинита. Вдали от рудных тел цемент песчаников образован преимущественно каолинитом и мелкозернистым кварцем с небольшим количеством детритовой слюды $2 M_1$. В измененных нерудоносных песчаниках вблизи разрывных нарушений пластинки детритовой слюды $2 M_1$ замещаются с краев гидрослюдой $1 M$. Количество глинистой гидрослюды увеличивается по направлению к рудным телам, при этом возрастает дупреломление и величина ее частиц. В рудных зонах глинистый цемент представлен почти чистой глинистой гидрослюдой, состоящей из смеси полиморфных модификаций $1 M$ и $2 M_1$. В измененных аргиллитах ближе к трещине наблюдается смена смеси модификации $1 M_d + 1 M$ модификацией $2 M_1$. Каолинит цемента песчаников, так же как и гидрослюда, преобразуется с приближением к рудоносному слою и разрывным структурам. В неизмененных песчаниках среди диагенетического мелкочешуйчатого каолинита (так называемый «соль и перец») почти не встречаются червеобразные агрегаты (вермикулы). По направлению к рудным телам с увеличением количества гидрослюды возрастает количество мелких вермикул каолинита и вблизи рудных тел появляются крупные червеобразно изогнутые «кристаллы» каолинита, частично замещающиеся гидрослюдой.

Измененные породы поднятия Сан-Рафаэл (шт. Юта США) и других районов

Изменение пестроцветных слоев (Pinto) в основании формаций Чинл поднятия Сан-Рафаэл изучено А. М. Абдель-Гавардом и П. Ф. Керром (Abdel-Gaward, Kerr, 1963) на рудниках Мэгор, Конрад, Лэки-Страйк, Грин Дрэгон, Дэти Дэвил. Изменение пород выражается в их аргиллизации, окремнении и карбонатизации, участки интенсивного проявления которых нередко пространственно разобщены. Неизмененные пурпурно-красные или шоколадно-коричневые алевролиты и песчаники в результате неравномерно проявленного изменения становятся пятнисто окрашенными. Окремнение пород проявлено локально и исчезает в пределах нескольких сотен метров от рудных тел. Окремнение, аргиллизация и карбонатизация пород проявляются обычно вдоль основания каналобразных залежей рудоносных песчаников. Урановые руды встречаются в окремненном алевролите и окружены зоной глинистого изменения. В окремненных породах развит преимущественно халцедон. В боль-

шинстве случаев окремнение алевритов происходит по тонким слоям и линзам, но большое количество жил пересекает кремнистые породы. Рудой является плотный асфальтит, выполняющий трещины



Рис. 43. Пестроцветные слои вблизи рудника Мэгор, поднятие Сан-Рафаэл, шт. Юта. По А. М. Абдель-Гаварду и Ш. Ф. Керру (Abdel-Gaward, Kerr, 1963)

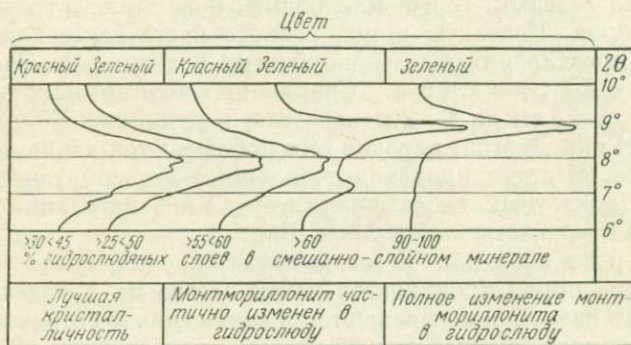


Рис. 44. Преобразование глинистого вещества осадочных пород вблизи рудных тел в районе поднятия Сан-Рафаэл (Abdel-Gaward, Kerr, 1963)

и полости. Рентгеновским анализом в асфальтите обнаружены коффинит, пирит, сфалерит и, возможно, мельчайший уранинит.

Глинистое изменение пород. Гидротермальный глинистый метасоматоз сопровождается осветлением красного глинистого цемента пестроцветных слоев (рис. 43, 44), который по мере

приближения к окремненным породам и рудоносным песчаникам изменяет цвет последовательно в пурпурный, зеленый, серый, серовато-белый. Рентгеновский анализ красной глинистой фракции неизменных (?) пород показывает, что она состоит из смешанно-слоистой минерала типа слюда-монтмориллонит с примесью каолинита, кварца, кальцита и доломита. Смешанно-слоистый минерал содержит 30—65% монтмориллонитовых слоев.

В зеленом глинистом материале выявлена следующая направленность изменения: 1) вынос железа без других заметных изменений; 2) вынос железа и увеличение степени кристалличности минерала, чему соответствуют более острые пики базальных отражений на диффрактограммах и более высокое двупреломление; 3) вынос железа, увеличение степени кристалличности и частичное превращение монтмориллонитового компонента в гидрослюда; 4) вынос железа, повышение степени кристалличности и изменение смешанно-слоистого минерала в чистую глинистую слюду или в смешанно-слоистый минерал с менее чем 10% монтмориллонитового компонента (серые глины). Слюдистый компонент первичного смешанно-слоистого глинистого минерала имеет структуру 1 М с разной степенью неупорядоченности. В интенсивно измененном глинистом цементе образуется смесь полиморфных модификаций 1 М и 2 М₁, возникших за счет монтмориллонитового компонента. Еще более интенсивно измененная глинистая фракция состоит преимущественно из слюды 2 М₁.

Выщелачивание железа. Выщелачивание с выносом железа, выражающееся в осветлении пород, наблюдается повсеместно вдоль разломов. Участки пород, в которых красный цвет меняется на зеленый, серый или белый, обрамляют рудные залежи со всех сторон. Контакты пород разного цвета пересекают породы вкрест их простирания и имеют зубчатые и волнистые очертания.

Карбонатизация. Скопления доломитовых желваков диаметром от 25 см до 1—2 м известны в рудниках Конрад, Лэки-Страйк и Грин Дрэгон; нередко они наблюдаются вдоль вертикальных трещин. Местами происходит сплошное метасоматическое замещение пестроцветных слоев доломитом. Карбонатизация захватывает и нижнюю часть пачки Мосс Бек.

Окварцевание. В осадочных породах плато Колорадо окварцевание пород проявляется почти всегда на рудоносных площадях вдоль разломов и выражается в замещении и вторичной цементации песчаников, вмещающих урановые руды, а также в образовании кремнистых жил и трубообразных тел. На рудниках Мэгор, Грин Дрэгон и Лэки-Страйк замещение породы халцедоном и опалом наблюдается в основании рудных тел, окремненные породы местами рудоносны.

Изменение алевритов формации Чинл, выражающееся в окремнении, выщелачивании железа, преобразовании глинистых минералов и карбонатизации пород, обусловлено единым процессом, сопряженным с рудообразованием, температура которого оценивается интервалом от 100 до 350° С.

П. Ф. Керр и М. Б. Джекобс (Kerr, Jacobs, 1964; Jacobs, Kerr, 1965) описали измененные породы в зонах разломов антиклиналей Кейн-Крик и Лисбон-Велли близ Моаб (шт. Юта). К зонам разломов приурочена урановая и медная минерализация и асфальтит. Вдоль зоны разломов Лисбон-Велли в связи с медной минерализацией наблюдается каолинизация, окварцевание и выщелачивание пород. Вблизи разломов обнаружены массы чистого каолинита мощностью от 15 до 90 м. В неизмененных глинистых сланцах формации Чинл выявлены хлорит, иллит, монтмориллонит и смешанно-слоистая гидрослюда-монтмориллонит. В зонах разломов встречены прожилки диккита в ассоциации с прожилками пирита и асфальтита. Местами пористые песчаники на протяжении 15 м от разлома превращены в кварциты. На урановом месторождении Кейн-Крик (уранинит, урановые слюдки, асфальтит) близ разломов ярко выражено выщелачивание и глинистое изменение. В непосредственной близости от разломов антиклиналей Лисбон-Велли и Кейн-Крик глинистые минералы представлены каолинитом и гидрослюдой. Изменению подвержены цемент пород, зерна полевых шпатов и биотита. Изучение глинистых сланцев в районе месторождения Лисбон-Велли показывает, что количество гидрослуды по мере приближения к руде возрастает, и она насыщается ванадием в результате замещения им глинозема в октаэдрических положениях. На урановом месторождении Камерон (Аризона) глинистое изменение в связи с урановой минерализацией выражается в развитии в зонах наибольших нарушений гидрослюд 1 Md и 1 M за счет первичного осадочного каолинита (Barrington, Kerr, 1961).

Отметим, что в нерудоносных породах формации Шинарам (залегающей под формацией Чинл) в районе Камерон наблюдается только каолинизация пород. Коричнево-красные неизмененные породы при максимальном изменении становятся белыми. В неизмененных красных песчаниках определены кварц, гематит, каолинит и небольшое количество кальцита. В охристо-желтых и белых измененных породах обнаружены только кварц и каолинит (Abdel-Gawad, Kerr, 1963). Другим примером изменения пород вне связи с урановым оруденением может служить замещение каолинитом первичного иллита осадочных пород около кварцевого некка в районе р. Литл (шт. Колорадо) к северо-западу от уранового месторождения Камерон.

Преобразование цемента песчаников, содержащих урановые руды, установлено и в других районах и является, возможно, особенностью большинства первичных урановых месторождений в песчаниках. Природа этого изменения объясняется как результат инфильтрации или деятельности восходящих растворов, но независимо от толкования генезиса преобразования пород оно заслуживает внимания. Е. Харшман (Harshman, 1962) отмечает преобразования в цементе песчаников формации Уинд Ривер в Шерли Бейсин (шт. Висконсин) на протяжении 7,5 км минерализованного пояса. Измененный песчаник вблизи рудных тел имеет мощность от 3 до 13 м. Контуры ореола

изменения секут слоистость. Преобразование неизмененного серого песчаника заключается в изменении цвета до зеленовато-желтого, в выщелачивании пирита, магнетита, ильменита и кальцита, в превращении алюмомонтмориллонита в нонтронит и в уменьшении прочности породы. Изменение связывается с привнесом урана и рассматривается как инфильтрационное.

В районе крупнейшего месторождения урана в США Амброзиалейк выявлен ореол осветления пород вокруг ураноносных асфальтитов с коффиномитом. Большинство урановых месторождений этого района имеют стратиграфический контроль, но рудное тело Дорис № 1 в песчанике Пойзон-Каньон формации Моррисон контролируется структурой обрушения, которые в соседнем районе Лагуна называются «песчаниковыми трубками».

По сообщению Х. К. Гренджера и Е. Сэнтоса (H. C. Grandger, E. Santos, 1963 г.), структура обрушения диаметром около 30 м ограничивается конусообразным сбросом, поверхность которого имеет падение внутрь структуры под углом 70—80°. Рудные тела параллельны кругообразной сбросовой зоне и залегают внутри ее. Окисление охватывает большую часть рудной залежи, но полностью не уничтожило первичного коффинита. Х. К. Гренджер (Grandger, 1962) изучил изменение рудоносных песчаников формации Моррисон. Преобладающим первичным глинистым минералом красных от дисперсного гематита песчаников Вестуотер-Каньон является монтмориллонит с небольшим количеством каолинита.

Анализы фракций глинистых пород, взятых вкрест простирания пластов первичной руды, установили прямую корреляцию между концентрациями урана, органического углерода, магния и хлорита; увеличение содержания урана и хлорита сопряжено с убылью монтмориллонита в породе, который, вероятно, замещается хлоритом. Около сбросов и там, где песчаник Моррисон имеет до-Дакотскую эрозионную поверхность, монтмориллонит замещен каолинитом.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ОТЕЧЕСТВЕННЫХ СТРАТИФОРМНЫХ УРАНОВЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ

Стратиформные урановые рудопроявления выявлены в осадочных породах (мезозой) узких протяженных грабенов, заложенных на породах протерозойского и палеозойского возраста, главным образом на гранитах и метаморфических породах. Совозрастные осадочным интрузивные и эффузивные породы (липариты, липаритовые и дацитовые туфы) в этих депрессиях либо отсутствуют, либо выявляются в небольшом объеме. В обрамлении депрессий повсеместно развиты раннемезозойские интрузии кислого состава и покровы эффузивов. Осадочные породы грабенов разделяются на два комплекса: нижний комплекс фаций предгорий, подножий склонов и временных водотоков и верхний комплекс озерных отложений. Рудоносные части разреза депрессий сложены плохо сортированными,

слабо окатанными преимущественно грубозернистыми осадками: глыбовыми конгломератами, осадочными брекчиями, дресвяниками, галечными конгломератами, среди которых рассеяны мелкие линзы мелкозернистых осадков (вплоть до алевролитов и аргиллитов). Маркирующие горизонты в этой части разреза обычно отсутствуют. Обломочный материал рудовмещающих горизонтов гранитный.

Закономерности околорудного изменения пород рассмотрим на примере двух рудопроявлений, условно именуемых Голубое и Розовое. Геологическое положение и главнейшие особенности структуры рудных полей и состава руд этих рудопроявлений отличаются лишь некоторыми деталями:

1) на рудопроявлении Розовом рудовмещающая свита подразделяется на нижнюю красноцветную и верхнюю сероцветную части, между которыми нет стратиграфического контакта; на Голубом рудопроявлении красноцветные породы практически отсутствуют;

2) осадочные породы формировались на основе материала, не претерпевшего глубокого химического выветривания, так как в неизмененных породах содержится большое количество свежих плагиоклазов и темноцветных минералов. Первичный цемент пород хлорит-монтмориллонитовый (Голубое рудопроявление) или хлорит-гидрослюдяной (рудопроявление Розовое);

3) в грубозернистых осадках рассеян углефицированный растительный детрит, в линзах мелкозернистых осадков встречаются прослои бурых углей; собственно рудоносные породы обычно пигментированы дисперсным органическим веществом;

4) из урановых минералов выявлены дисперсные черни, коффицит, настуран, иордизит, урансодержащие титанаты, ассоциирующие с мелкими зёрнами сульфидов и цеолитами;

5) рудные тела имеют лентообразные, линзовидные, пластообразные контуры, невыдержанные по простиранию, расположенные кулисообразно и многоярусно; наиболее продуктивны осадочные породы гранитного состава;

6) рудные поля стратиформных урановых рудопроявлений приурочены к участкам депрессий с проявлением разрывной тектоники;

7) температура рудообразования по данным декрепитации цеолитов оценивается интервалом 100—150° С.

Для полей аргиллизированных пород этих рудопроявлений характерен ряд общих особенностей (рис. 45, 46). Изменение пород проявляется локально и на большую глубину, достигая наибольшей интенсивности около разрывных нарушений; во многих случаях аргиллизация осадочных пород прослеживается глубже 500 м, не уменьшаясь при этом в интенсивности. Первичный глинистый цемент и реагентоспособные обломочные минералы замещаются метасоматическими глинистыми и сопутствующими им минералами. Во внешних зонах метасоматических ореолов наблюдается главным образом трансформация глинистых минералов цемента пород; обломочные полевые шпаты и темноцветные минералы обычно сохраняются

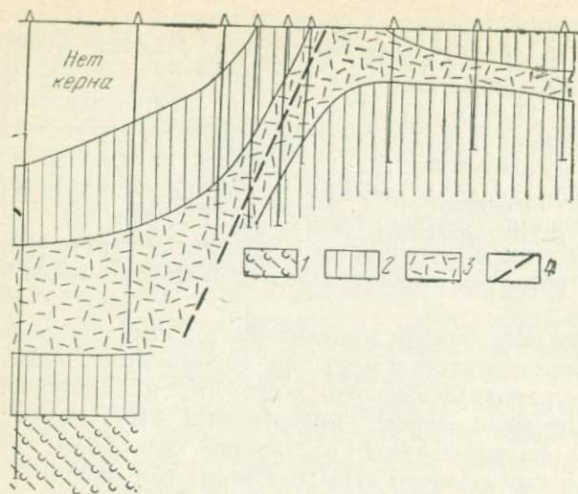


Рис. 45. Зональность ореола аргиллизированных осадочных пород рудопроявления урана

1—3 — зоны измененных пород: 1 — монтмориллонитовая (внешняя), 2 — монтмориллонит-каолинитовая, 3 — каолинит-гидрослюдяноцеолитовая (внутренняя, рудовмещающая); 4 — разрывное нарушение. Максимальная глубина скважин около 500 м

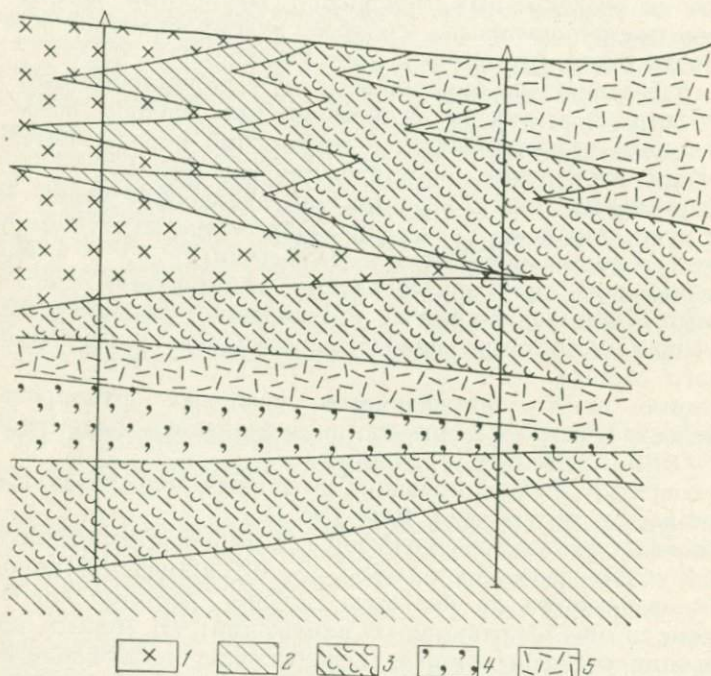


Рис. 46. Зональность аргиллизированных осадочных пород рудопроявления урана

1 — неизмененные породы с хлоритом в цементе; 2—5 — зоны измененных пород: 2 — каолинит-монтмориллонитовая (внешняя), 3 — каолинит-монтмориллонитовая с гидрослюдой-монтмориллонитом, 4 — смешанно-слоистого гидрослюдяно-монтмориллонита (с каолинитом), 5 — каолинит-гидрослюдяная (внутренняя, рудовмещающая). Максимальная глубина скважин около 400 м

неизменными. В более внутренних частях ореолов замещению подвергается не только цемент, но и темноцветные минералы и плагиоклаз в отдельных зернах, а также в гальках и глыбах гранитов.

На рудопроявлении Голубом метасоматические преобразования выражены относительно слабо. Первичный хлорит-монтмориллонитовый цемент пород во внешней зоне преобразуется в монтмориллонитовый, в промежуточной зоне — в монтмориллонит-каолинитовый. Во внутренней рудовмещающей зоне цемент и плагиоклаз осадочных пород замещены ассоциацией каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, цеолиты (обычно ломонтит). На рудопроявлении Розовом аргиллизация проявлена в более интенсивных формах кислотного выщелачивания: преобладающим метасоматическим продуктом осадочных пород является каолинит; гальки и глыбы гранитов изменены не только в центральной части ореола, но и в промежуточных зонах; в большей части внешней монтмориллонитовой зоны плагиоклаз замещен характерными для гидротермально аргиллизированных пород футлярами монокристаллов альбита с глинистым ядром. Первичный хлорит-гидрослюдяной цемент во внешней части ореолов преобразуется в монтмориллонитовый, в центральных зонах — в каолинитовый.

Алюмосиликатные метасоматические продукты одинаковы при изменении как сероцветных, так и красноцветных пород. Ореолы аргиллизации в красноцветных глыбовых конгломератах сопровождаются обелением пород, выносом железа цемента из ореолов сильного изменения и переотложением его во внешних зонах, чем объясняется усиление интенсивности красного цвета внешних частей ореолов аргиллизации. Первичная гидрослюда цемента осадочных пород рудопроявления Розовое дисперсная и относится к модификации 2 М, а вторичная (метасоматическая) гидрослюда образуется в модификации 1 М и слагает крупные агрегаты колломорфного строения. Различные вариации в соотношении продуктов предрудного кислотного выщелачивания (образование каолинит-монтмориллонитовой серии) и рудосопровождающего метасоматоза (образование гидрослюд и смешанно-слоистых минералов гидрослюда — монтмориллонит) приводит к образованию метасоматических колонок различного состава и строения¹ на рудопроявлении Розовом (рис. 47).

Рудосносными оказываются аргиллизированные породы, содержащие наибольшее количество метасоматической гидрослюдой или смешанно-слоистый гидрослюд-монтмориллонит с максимальной долей гидрослюдяного компонента в данном сечении (метасоматической колонке). Состав измененных пород рудопроявления Розового, изученный на большой площади, зависит от степени рудоносности центральной зоны. Слабой рудоносности соответствует появление в ореоле смешанно-слоистых минералов гидрослюд — монтморил-

¹ Состав ореолов аргиллизации на описываемых рудопроявлениях определен на основе более 350 рентгеновских анализов.

лонита; с увеличением рудоносности в смешанно-слоистом минерале возрастает доля гидрослюдяного компонента вплоть до образования гидрослюда.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Помимо выявляемой в шлифах метасоматической природы глинистого вещества в ореолах изменения пород, его эпигенетическая природа не вызывает сомнения еще и потому, что в условиях осадконакопления в грабенах (когда временные потоки переносили глыбы весом в сотни тонн) какое-либо первичноосадочное зональное распределение глинистого вещества маловероятно.

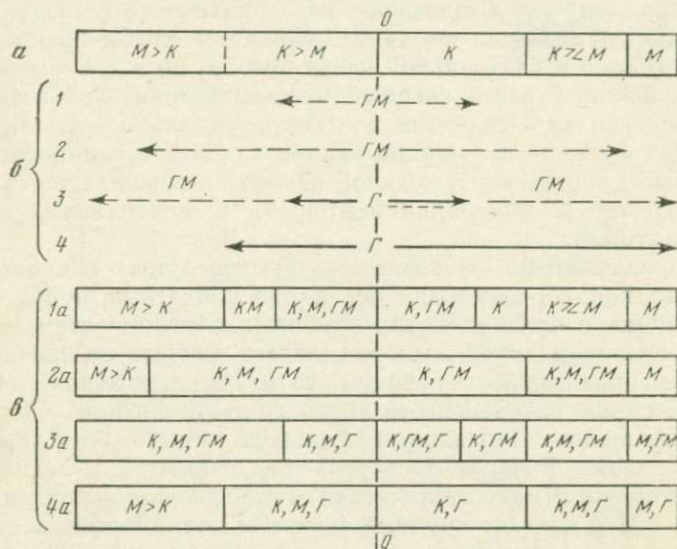


Рис. 47. Зональность аргиллизированных пород в зависимости от соотношения продуктов дорудного и рудосопровождающего метасоматоза

а — варианты дорудной зональности; б (1, 2, 3, 4) — рудосопровождающие минералы и ширина ореола их распространения (показана стрелками); в (1а, 2а, 3а, 4а) — наблюдаемая зональность при разных вариантах рудосопровождающего метасоматоза; O — осевая линия ореола

2. Распределение метасоматических ассоциаций в рудоносных ореолах отражает комбинированный эффект раннего кислотного выщелачивания и последующего рудосопровождающего метасоматоза (см. главу 5), свойственные гидротермальной аргиллизации пород и не характерные, как и некоторые другие особенности, для выветривания пород (см. главу 8).

3. Аргиллизация пород и концентрация урана в сердцевинах ореолов измененных пород являются производными одного и того же метасоматического процесса.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТЕЛЕТЕРМАЛЬНЫХ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В центральной части района свинцово-цинковых руд долины Верхней Миссисипи рудные залежи находятся в доломитах формаций Галена и Декора и в пачке Квимбис Милл — в верхней части формации Платтенвилл среднеордовикского возраста. На рудниках Томпсон — Темперли рудное тело Томпсон, имеющее форму эллипса, состоит из жил, зон замещения и импрегнаций вдоль небольших взбросов и плоскостей напластования. Ведущими первичными минералами рудных тел являются: яшмовидный кварц, доломит, пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, барит, кальцит. Сильное окологрудное изменение пород прослеживается в горизонтальном направлении на расстоянии 60 м от рудных тел (рис. 48). В результате изменения пород, которое выразилось в растворении карбонатов, доломитизации, окварцевании и глинистом метасоматозе, увеличился объем глинистых «сланцев» по отношению к карбонатным породам в пачке Квимбис Милл; глинистые сланцы становятся главным компонентом рудных тел. Внутри рудных тел доломитизированные известняки превращены в доломитовую «сыпучку». Изменение пород на рудниках Томпсон — Темперли изучали А. В. Хейл, Дж. В. Хостерман и М. Р. Брок (Heyl, Hosterman, Brock, 1964) по базальному пласту темно-коричневого карбонатсодержащего сланца пачки Квимбис Милл, литологически однородной во всем районе. На рентгеновском дифрактометре изучались природные измененные и неизмененные образцы пород, а также нерастворимые остатки пород после осторожной обработки их уксусной кислотой с целью частичного удаления карбонатов.

В неизмененном сланце были обнаружены кварц, кальцит, следы доломита, калиевого полевого шпата и незначительное количество

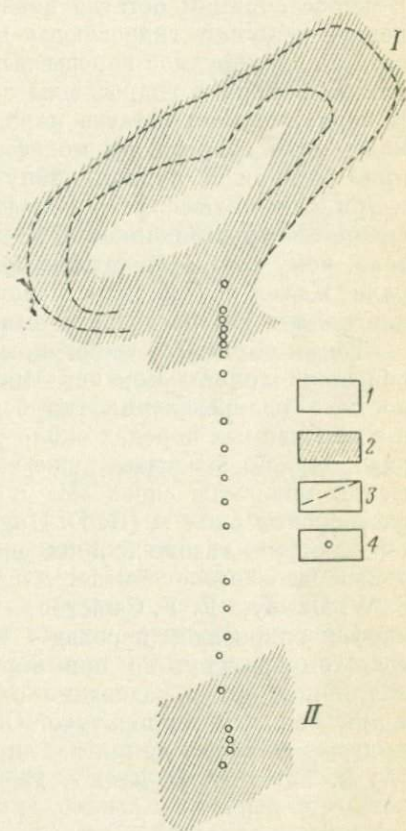


Рис. 48. Ореолы измененных пород на рудниках Томпсон (I) и Темперли (II). По А. В. Хейлу (Heyl e. a., 1964)

1 — неизмененные известняки; 2 — ореолы изменения; 3 — контуры рудных тел; 4 — места взятия образцов

глинистого материала. Сланцы в околорудном ореоле содержат кварц, кальцит, немного доломита, следы микроклина и небольшое количество иллита. Содержание доломита и иллита возрастает по мере приближения к рудному телу.

Изучение нерастворимых остатков тех же образцов позволило более достоверно судить о характере глинистого изменения пород. В нерастворимом остатке неизменной породы были обнаружены редкие чешуйки гидрослюды модификации 1 *Md*. В нерастворимом остатке околорудной породы выявлены небольшие количества микроклина, кварца и гидрослюды с качественно новой структурой 1 *M*. В нерастворимом остатке пород рудной зоны обнаружено большое количество гидрослюды модификации 2 *M*. Следовательно, по мере приближения к рудному телу возрастает количество гидрослюды и при этом полиморфная модификация 1 *Md* в неизменной породе сменяется модификацией 2 *M* > 1 *M* или 2 *M* в пределах рудного тела, чему соответствует увеличение доли калия в структуре минерала. Калий не был заимствован из микроклина, так как максимальное количество последнего выявлено в пределах рудного тела.

Таким образом, в измененных породах свинцово-цинковых месторождений долины Верхней Миссисипи выявлены те же закономерности в распределении гидрослюд относительно рудных тел, как и в измененных породах около урановых рудных тел на плато Колорадо. Нужно отметить также закономерное концентрическое уменьшение мощности слоев «М» и обрушение слоев «L» в результате растворения слоя М (R. D. Hagni, A. A. Desai, 1966 г.). По данным термометрии газовой-жидких включений в сфалерите температура рудообразования оценивается в 100—130° С (W. H. Newhous, 1933 г.; S. W. Bailey, F. F. Cameron, 1956 г.). Данные по синтезу полиморфов гидрослюд (переход 1 *M* → 2 *M*) указывают на более высокую температуру, но при периоде рудообразования в несколько миллионов лет образование этих полиморфов могло происходить и при меньшей температуре. Обращают на себя внимание находки в этом районе диккита — продукта термальной деятельности (W. A. Tarr, W. D. Keller, 1936 г.; V. T. Allen, 1936 г.).

Глава пятая

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА И ЗОНАЛЬНОСТЬ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Некоторые представления об условиях образования аргиллизированных пород можно получить из обзора экспериментальных работ по гидротермальному синтезу глинистых минералов и действию термальных растворов на порошки минералов и пород.

СИНТЕЗ И ПОЛЯ УСТОЙЧИВОСТИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

По экспериментальным данным Ф. Нолля (Noll, 1936), помимо температуры, давления и рН среды важное значение для образования минералов имеет соотношение в растворе компонентов, входящих в состав минерала (табл. 15). Опыты других исследователей подтвердили, что каолинит устойчив в кислой среде до температуры 400° С, а монтмориллонит и гидрослюда — предпочтительно в щелочной. В сильно кислых растворах каолинит неустойчив (С. Н. Wayman, J. В. Robertson, 1965 г.; А. Oberlin, С. Tchoubar, 1960 г.), что выявляется и при изучении измененных пород сольфатарных полей (Набоко, 1963). Действие умеренно кислых термальных растворов на альбит вызывает появление бемита как промежуточной фазы; при увеличении количества кремнезема в растворе и смещении рН в сторону менее кислых значений бемит замещается каолинитом (С. Tchoubar, А. Oberlin, 1964 г.; С. Tchoubar, 1965 г.; М. Lagache, 1965 г.). Калийсодержащие щелочные термальные растворы превращают каолинит в мусковитоподобные слюды; при этом элементы структуры каолинита наследуются мусковитом. Б. Вельде (В. Velde, 1963 г.) получил слюду 1 М и 1 Мd, действуя на каолинит и метакаолинит раствором КОН при давлении около 1—2 тыс. атм. и температуре 170—700° С.

Монтмориллонит синтезирован в водной среде при повышенном давлении и температуре 175—300° С из тонкозернистых смесей доломита со следующими минералами: каолинит + кварц, гидрослюда + кварц, полевои шпат + кварц, полевои шпат (А. А. Levinson,

Продукты реакций в системе
 (Ca, Mg)O—(K₂, Na₂)O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. По Ф. Ноллю (Noll, 1936)

Оксид	Температура, °C	Раствор	[(Ca, Mg)O—(K ₂ Na ₂)O] : Al ₂ O ₃ : SiO ₂ (H ₂ O — пост)			
			< 0,2 : 1 : 4 *	0,2 : 1 : 4	0,37 : 1 : 2	1 : 1 : 4
MgO	300	Щелочной	Каолинит , монтмориллонит	Монтмориллонит		Монтмориллонит
CaO	300	Щелочной	Каолинит , монтмориллонит	Монтмориллонит		?
Na ₂ O	300	Щелочной	Каолинит , монтмориллонит	Монтмориллонит (+каолинит)		Анальцит
K ₂ O	300	Щелочной	Каолинит , монтмориллонит	Монтмориллонит (+каолинит)	Слюда	Калиевый полевой шпат+?
		Кислый	Каолинит	Каолинит	Каолинит	Каолинит
	400	Щелочной			Слюда	
		Кислый			Пирофиллит+бемит и каолинит	

Примечание. Жирным шрифтом выделен преобладающий минерал.

R. W. Vian, 1966 г.; A. A. Levinson, J. J. Day, 1968 г.). Монтмориллониты синтезированы при температурах от комнатной до 750° C; более магниевые виды имеют более высокую температуру устойчивости (L. L. Ames, L. V. Sand, 1958 г.). С. Хенен (S. Henin, 1956 г.) получила разнообразные монтмориллониты из магниеникельсодержащих растворов в щелочной среде, при избытке SiO₂ и температуре 20—100° C. В присутствии калия получались гидрослюды, а при недостатке кремния — антигориты.

Гидрослюды многими исследователями (Yoder, 1959; Yoder, Eugster, 1955; V. Velde, 1965 г., 1966 г. и др.) синтезированы в низкотемпературной обстановке при действии калийсодержащих кислых

и щелочных растворов на каолинит и полевые шпаты. А. И. Трубин (1966 г.) синтезировал гидрослюда и монтмориллонит при действии щелочного 0,1 н. раствора КОН на каолинит при температуре 70—80° С. Воздействие 0,1 н. раствора хлористого магния на монтмориллонит вызывало образование хлоритоподобных продуктов при температуре 350—400° С. Натрийсодержащие растворы вызывают замещение монтмориллонита парагонитом (R. M. Wagner, D. J. Marshall, 1956 г.). Экстракция K^+ из слюд вызывает превращение их

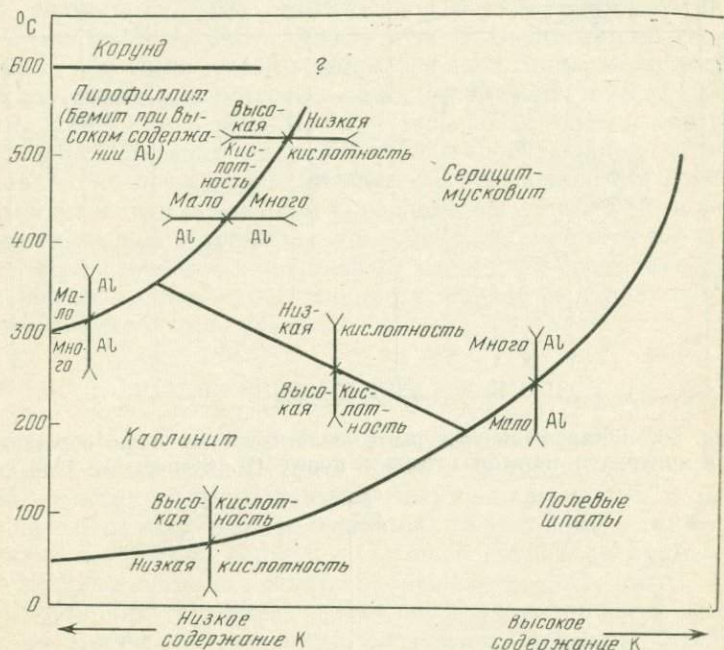


Рис. 49. Влияние температуры и концентрации калия на изменение полевых шпатов (R. L. Folk, 1947 г.)

в вермикулиты и монтмориллониты (A. C. D. Newman, G. Brown, 1966 г.).

Смешанно-слоенные минералы типа гидрослюда-монтмориллонит легко получают при действии калийсодержащих растворов на монтмориллонит при низких и высоких температурах (C. J. Steenkamp, 1965 г.; Хитаров, Пугин, 1966 и др.).

Хлориты синтезированы в щелочной среде (G. W. Morey, E. Ingerson, 1937 г.), Б. В. Нельсон и Р. Рой (B. W. Nelson, R. Roy, 1958 г.) на основе смеси $MgO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$ в разных пропорциях получили две серии хлоритов одинакового состава, но разной структуры. При температуре 120—515° С образуются септохлориты (7 Å), а в интервале 520—700° С преобладают хлориты с ячейкой в 14 Å. Каждый полиморфный тип (7 или 14 Å) может иметь непрерывное

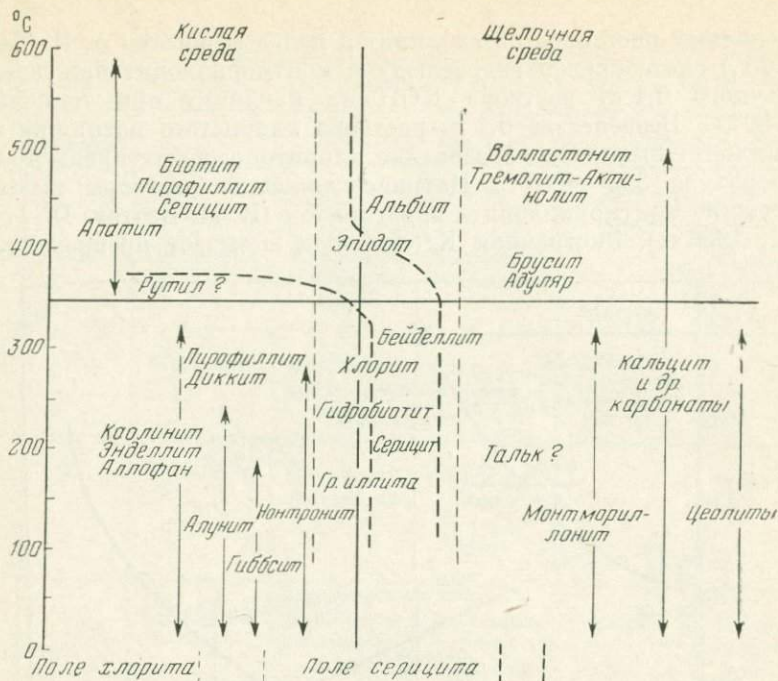


Рис. 50. Влияние температуры и кислотности на поля образования минералов метасоматических пород (В. Stringham, 1952 г.)

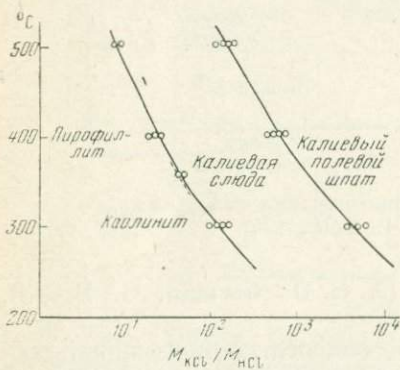


Рис. 51. Поля устойчивости некоторых минералов в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. По Дж. Дж. Хемли и В. Р. Джонесу (Hemley, Jones, 1964). Пунктирной линией показана экспериментально полученная кривая разложения каолинита в 0,5 М растворе хлористого калия, $p = 1050$ атм, кварц присутствует в избытке

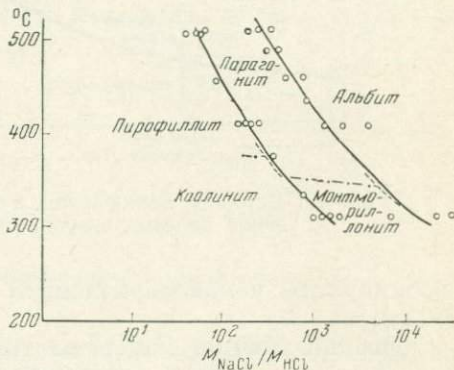


Рис. 52. Поля устойчивости некоторых минералов в системе $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. По Дж. Дж. Хемли и В. Р. Джонесу (Hemley, Jones, 1964). Штрих-пунктирная линия показывает предполагаемую экстраполяцию. Пунктирная линия обозначает экспериментально полученные температуры разложения натриевого монтмориллонита и каолинита в 0,5 М растворе хлористого натрия, $p = 1050$ атм, кварц присутствует в избытке

изоморфное замещение $2Al^{3+}$ на $Si^{4+} + Mg^{2+}$, прекращающееся при составе амезита. Трансформация каолинита и монтмориллонита в гидрослюды, хлориты, смешанно-слоиные фазы происходит под действием термальных растворов хлоридов K, Na, Ca, Mg стадийно, с преемственностью структурных черт исходных минералов (В. А. Франк-Каменецкий, И. В. Котов, Э. А. Гойло, 1968 г., 1969 г., 1970 г.).

Влияние температуры и кислотности на поля образования некоторых гидротермальных минералов (рис. 49, 50) суммированы Р. Л. Фолком (R. L. Folk, 1947 г.) и Б. Стрингхемом (B. Stringham, 1954 г.). Поля устойчивости ведущих минералов аргиллизированных пород рассмотрены Дж. Дж. Хемли и В. Р. Джонесом (Hemley, Jones, 1964; рис. 51, 52). Последовательность зон в аргиллизированных породах от внутренней гидрослюдяной до внешней монтмориллонитовой можно объяснить, по мнению авторов, постепенным изменением отношения активностей катиона к H^+ в растворе, фильтрующемся в стороны от трещин. Если принять во внимание то обстоятельство, что в начальный период метасоматоза растворы не содержали щелочей, то возможно и иное объяснение зональности метасоматических продуктов.

РАЗЛОЖЕНИЕ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Сведения о разложении силикатов под действием воды и кислот, полученные экспериментальным путем в конце прошлого и начале нашего столетия, суммированы И. И. Гинзбургом (1912). В чистой воде полевые шпаты слабо растворимы. Эффект воздействия на полевые шпаты хлористой, серной и угольной кислотами примерно одинаков, но более сильные кислоты разрушают полевые шпаты быстрее.

Т. С. Лавринг (Lovering, 1950) обобщил материалы по воздействию кислых и щелочных растворов на силикаты. Разложение силикатов легко прекращается при добавлении небольшого количества содержащихся в них катионов (оснований). В щелочных растворах интенсивно выщелачивается кремнезем; в слабо щелочных, богатых кремнеземом растворах полевые шпаты устойчивы, тогда как в сильно щелочных они переходят в цеолиты. Магнезиальные и магнезиально-железистые силикаты (пироксен, амфибол, хлориты) устойчивы в слабо и сильно щелочных водных растворах при различных температурах. Н. И. Хитаров (1957), подтвердив основные выводы предшествующих исследователей, выявил следующий ряд повышающейся устойчивости минералов к действию чистой воды при повышенных температурах и давлении: кварц, лабрадор, олигоклаз, мусковит. Наибольшая растворимость кварца наблюдается при давлении от 200 до 510 атм и температуре $350-380^{\circ}C$ (С. С. Kennedy, 1950 г.; Хитаров, 1957), резко возрастающая в щелочных растворах.

Ряд устойчивости минералов к действию чистой воды, близкий к выведенному Н. И. Хитаровым, наблюдается и при более высоких

температурах, по крайней мере кварц оказывается наиболее растворимым минералом. Эксперименты по фильтрации чистой воды через керн гранита при температурах 500—800° С и давлении 2000 кГ/см² показали, что первым растворяется кварц, затем удаляется калиевый полевой шпат, а после полного выщелачивания кварца и калиевого полевого шпата растворяется альбит. Биотит, амфибол, пироксен и плагиоклаз (An₂₀) могут сохраниться, в то время как кварц полностью удаляется; плагиоклаз может полностью выщелочиться, но темноцветные минералы сохраняются (Adams, 1965).

Эксперименты Л. Н. Овчинникова и А. М. Масалович (1966 г.) по взаимодействию воды с калиевым полевым шпатом и биотитом

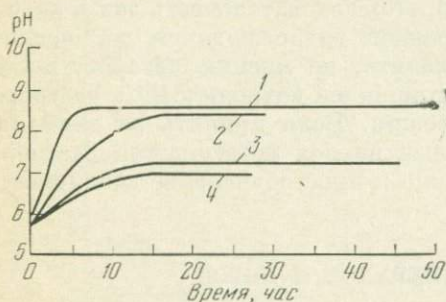


Рис. 53. Изменение pH дистиллированной воды в присутствии минералов при температуре 20° С. По Р. П. Рафальскому (1963 г.)

1 — кальцит; 2 — роговая обманка; 3 — сидерит; 4 — барит

в критической области подтвердили выявленную ранее (Хитаров, 1957 и др.) закономерность: вынос кремнезема и алюминия достигает максимума при 350—400° С, а затем резко снижается при 450° С (давление около 300—700 атм). Установлена высокая степень корреляции pH раствора с содержанием в нем калия, кремнезема, алюминия и железа.

Опыты С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1960 г., 1961 г.) показали, что кислые термальные растворы интенсивно выщелачивают все породообразующие элементы лав.

Степень выщелачивания пород повышается с уменьшением величины pH. В растворах с близкой к нейтральной реакцией глинозем практически не растворим. В процессе взаимодействия с породой кислые термальные растворы (pH = 2—3) становятся нейтральными и слабо щелочными. Даже при нормальной температуре дистиллированная вода в контакте с содержащими щелочи и щелочные земли минералами приобретает щелочную реакцию, как видно на рис. 53 (Р. П. Рафальский, 1963 г.)

Метаморфизм гидротермальных растворов при взаимодействии их с породообразующими минералами изучали также А. А. Попов (1962 г.), Э. Э. Сендеров (1962 г.), К. М. Феодотьев (1962 г.).

В районах современной гидротермальной деятельности на сольфатарных полях гидротермальное глинообразование происходит в условиях слабо кислой и щелочной среды (Набоко, 1959, 1963). Сернистые растворы с pH около 6 перерождают лавы в каолинитовые глины с гидроокислами железа при удалении из породы всех компонентов, кроме кремния, алюминия и железа. Под действием нейтральных и слабо щелочных растворов лавы перерождались в монтмориллонитовые глины без существенного изменения химиче-

ского состава. Концентрированные сульфатные растворы с $pH \approx 5$ вызвали алунитизацию лав при выносе из породы кальция, магния и натрия. Наиболее кислые сульфатные растворы перерождали лавы в пористые опалолиты — продукт максимального выщелачивания породы, одной из промежуточных стадий которого является каолинизация. Сульфатность растворов обусловлена окислением сероводорода восходящих эманаций до серной кислоты в условиях обильной влажности пород (С. И. Набоко, 1958 г., 1963; Набоко, Рябичкина, 1962).

По наблюдениям Т. Ф. В. Барта (Barth, 1950), базальты Исландии превращаются в каолиновые и каолинит-монтмориллонитовые глины под действием термальных, близких к нейтральным водам. Нейтральные воды способны выщелачивать катионы в значительно меньшей степени, чем кислые.

Д. Б. Хевкинс и Р. Рой (Hawkins, Roy, 1963) изучили продукты гидротермального ($<425^\circ C$) глинистого изменения кристаллических порошков и приготовленных из них стекол следующей серии пород: дацит, риолит, кварцевый базальт, перлитовый риолит, гиперстеновый андезит, риолитовый пепел, гранит, диорит, нефелиновый сиенит. На порошки стекла воздействовали нейтральным, щелочным и кислым водными растворами (стерильными и минерализованными). Авторы пришли к следующим выводам: 1) при одинаковом составе стекла изменяются легче, чем кристаллические порошки; 2) обогащенные кремнеземом материалы более устойчивы к воздействию термального раствора; 3) раствор с соляной кислотой вызывал изменение стекол дацитового и базальтового состава и порошка андезита в монтмориллонит, тогда как продукт изменения порошка риолита был аморфным; 4) в системе, насыщенной CO_2 , образовывался преимущественно иллит, а не монтмориллонит, как продукт изменения стекол любого состава, в то время как кристаллические порошки оставались без изменения; 5) присутствие в растворах CaO не играет существенной роли в образовании глинистых минералов, но его наличие важно для образования тоберморита и родственных ему кальциевых силикатов; 6) содержание в растворах магния благоприятствует образованию монтмориллонита; 7) минерализованные растворы (по составу близкие к морской воде) способствовали образованию монтмориллонита как главного продукта изменения пород. Исследования в нейтральной обстановке проводились в нескольких вариантах режима температур и давлений: при $350^\circ C$, 1050 атм и при $250-425^\circ C$ и 350—1750 атм.

Изменения давления в этих пределах не оказывают влияния на скорость замещения и состав продуктов изменения пород, тогда как эффект изменения температурного режима был четким. Например, полное превращение стекла в монтмориллонит и анальцит происходило за 3 дня при $350^\circ C$ и 1050 атм, а при температуре $260^\circ C$ и 1050 атм на это требовалось 14 дней. Кроме того, изменение температурного режима вызывало появление разных минеральных ассоциаций. Так, в системе базальт — раствор при температуре ниже $250^\circ C$

стабильна ассоциация филлипсит — монтмориллонит, а выше — анальцит — монтмориллонит.

Зональное распределение глинистых и сопутствующих им продуктов изменения порошков гранита и диорита, заключенных в капсулу их фторопласта и обработанных растворами соляной и серной кислот высокой концентрации в герметических условиях, изучено С. Г. Черноруком, Ю. В. Казицыным, О. Ю. Дубик и Г. О. Нечипоренко (1966). При обработке порошков раствором соляной кислоты получены монокварцевая, каолининовая и гидрослюдяная зоны и зона слабой гидратации. В продуктах изменения диорита отсутствовала монокварцевая зона.

Под действием раствора серной кислоты получены алуниновая, каолининовая, гидрослюдяная зоны с ангидритом. От колонок аргиллизированных пород экспериментально полученная зональность отличается, в частности, появлением гидрослюдяной зоны на месте монтмориллонитовой. К сожалению, не известно, является ли полученная гидрослюда продуктом гидратации биотита, или же она образовалась по плагиоклазу, как это наблюдается в аргиллизированных породах. Кроме того, гидрослюда этой зоны в ряде случаев не доказана рентгеновскими анализами. Судя по составу синтезированных продуктов и их зональности, получена колонка сольфатарных вторичных кварцитов, а не аргиллизированных пород.

СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Состав и структура гидротермальных растворов, вызывающих аргиллизацию пород, в настоящее время не могут быть расшифрованы полностью на основе материалов по составу измененных пород. При реконструкции состава растворов по продуктам их взаимодействия с породой нет уверенности в правильности выводов. Исследования газов фумарол и термальных источников показывают, что высокотемпературные газы содержат SO_2 , HF , HCl , H_2 ; в более низкотемпературных газах возрастает роль CO_2 , H_2S и уменьшается количество галоидных (Набоко, 1959; В. А. Соколов, 1966 г., J. Iwasaki e. a., 1963 г.). Фумарольные газы с температурой выше 400°C содержат в среднем (без учета паров воды, составляющих более 95% массы газов) около 50% CO_2 , 10% H_2 , 15% HCl и 3% HF . В фумарольных газах с температурой $100\text{--}400^\circ\text{C}$ содержание CO_2 возрастает до 77%, HCl содержится около 7%, а HF около 0,1%. Газы термальных источников с температурой ниже 100°C содержат 95% CO_2 , 0,1% H_2 , 0,5% HCl и 3% H_2S . Оставшиеся в лаве газы выделяются в последовательности: водород, окись углерода и галоидные соединения, затем преимущественно сероводород, за которым следует углекислота. Последними выделяются пары воды (Набоко, 1963; Башарина, 1966).

По данным Д. Е. Уайта (White, 1957), состав термальных вод вулканического происхождения зависит от типа магмы, температуры и давления вулканических эманаций во время отделения от

магмы и после него, от реакций с вмещающими породами и от состава примешивающихся вод иного происхождения. Происхождение почти всех типов вод связано с плотными вулканическими парами, содержащими галоиды щелочей. При конденсации такого пара, отделяющегося от умеренно глубоких интрузий, образуются хлоридно-натриевые воды, производными от которых являются гидрокарбонатно-натриевые воды. Пары перегретых фумарол и пары, отделяющиеся от лав и неглубоких интрузий, помимо галоидных кислот содержат сернистые газы и, конденсируясь, дают начало сульфатным и сульфатно-хлоридным водам. При температуре выше 370°C преобладают хлоридно-натриевые воды, в диапазоне $370-150^{\circ}\text{C}$ — сульфатно-хлоридные воды, а интервал $100-150^{\circ}$ более благоприятен для образования сульфатно-хлоридных и гидрокарбонатно-натриевых вод.

Часть летучих компонентов растворов, реагировавших с породами, «усваивается» ими и входит в состав метасоматических продуктов или жильных масс. Во всех случаях при аргиллизации пород поглощается огромное количество воды. Углекислота является одним из главных компонентов аргиллизирующих растворов. На площадях с сульфидными рудами серосодержащие анионы, вероятно, преобладали над остальными, в то время как при формировании руд в форме окислов (например, урановых, сопровождающихся флюоритом) растворы были главным образом галоидные. В телемагматической обстановке, вероятно, возрастает роль углекислоты, так как в аргиллизированных породах эпитермальных и телетермальных месторождений золота и урана иные метасоматические минералы, кроме водных алюмосиликатов и карбонатов, редки.

В ксенотермальных условиях, возникающих при внедрении магматических масс в приповерхностную область, аргиллизация пород вызывается полианионными растворами, содержащими, в частности, бор, фтор, серу и углекислоту. Однако реконструкция состава растворов по метасоматическим продуктам может привести к ошибочным заключениям, если не учитывать при этом того обстоятельства, что некоторые реагенты могут полностью уйти за пределы метасоматических ореолов. Например, в Верхне-Олекминском районе аргиллизация проявилась в области контакта гранодиоритов с лейкократовыми гранитами. Если в аргиллизированных гранодиоритах обильны карбонаты и обычен пирит, то в продуктах изменения гранитов их нет, хотя растворы, изменившие граниты и гранодиориты, имели одинаковый состав.

Хлор, отсутствующий в продуктах аргиллизации, в то же время, как видно, например, из обзоров А. Дж. Эллиса и Д. Е. Уайта (Геохимия гидротермальных рудных месторождений, 1970), является преобладающим анионом термальных вод в районах современного проявления аргиллизации. Прямая корреляция между количествами хлора и натрия, экстрагированного растворами в процессе аргиллизации, свидетельствует об участии хлора в реакциях с породами.

Определить состав растворов только по алюмосиликатным метасоматическим продуктам по существу невозможно. Т. С. Лавринг (Lovering, 1955) отмечает, что кислые галоидно-серные фумаролы, вызывая изменение эффузивных пород в гётит, гидрослюда, монтмориллонит, каолинит и опал, выщелачивают железо, натрий и калий, но кальций и магний выщелачиваются ими не столь значительно. В отличие от этого растворы с серной кислотой и ее производными обычно нацело выщелачивают кальций и магний. Однако материалы по приповерхностным сульфидным месторождениям, в частности по Беганьскому барит-полиметаллическому, свидетельствуют о том, что если сернокислые растворы, образующиеся лишь у поверхности, выщелачивают кальций и магний из сольфатарной шляпы, то на глубине магнезиальный хлорит распространен широко и слагает почти мономинеральную породу, прилегающую к сульфидным рудам, при полном выносе кальция.

Как свидетельствуют материалы по воднорастворимым комплексам пород, анионная часть термальных вод может быть полностью обусловлена экстракцией из пород по пути фильтрации (Эллис, 1965; A. J. Ellis, 1965 г.). С основными породами связано обогащение воднорастворимого комплекса хлором; с породами среднего состава — серой и бором, а щелочные земли, фтор и аммоний типичны для кислых пород (Ю. П. Масуренков, 1966 г.). По данным Л. А. Башариной (1966), в 100 г свежего пепла вулкана Безымянного содержится в легко растворимых формах (в мг): хлора 76—530, фтора 1,5—6,7, четырехоксида серы 237—938, угольной кислоты 12—104, борной кислоты 1,5—4,2. Чистая вода при фильтрации через такой пепел должна метаморфизоваться в кислый раствор, богатый летучими компонентами.

Повсеместно выявляемое уменьшение объемного веса (плотности) силикатных пород, подвергшихся аргиллизации, свидетельствует о выносе части вещества пород за пределы метасоматического ореола или о перемещении его в соседние контрастные по составу породы. Аргиллизация известняков в районах Тинтик, Хелен Кляйм (шт. Юта) связана с выщелачиванием из ниже расположенных мочковитовых штоков кремнезема, алюминия и железа и перемещении их на значительные расстояния по горизонтали и вертикали (Lovering, Shepard, 1960₂).

Наблюдения в районах вулканизма показывают, что конденсаты газов, выделяющихся из магмы, лав и фумарол, растворяются в пластовых водах, давая им кислую реакцию вблизи магматических тел (И. А. Иванов, 1958 г.; Набоко, 1963; Е. К. Мархинин, Д. С. Стратула, 1966 г.).

Кислотность горячих источников зависит от расстояния до магматических масс, так как воды, взаимодействуя с породами, приобретают щелочную реакцию. Например, в Исландии по мере удаления от вулканической зоны Hengill — Hellisheidi рН горячих вод меняется от 5 до 9 на протяжении 9 км, с градиентом 1 рН на 2—2,5 км (Barth, 1950). Термальные воды районов молодых ртутных

и полиметаллических месторождений, как правило, сильно минерализованы и имеют нейтральную или щелочную реакцию (Геохимия гидротермальных рудных месторождений, 1970). Щелочная реакция этих вод обусловлена, вероятно, не столько ощелачиванием их при дегазации вблизи поверхности, сколько особенностями рудообразующих растворов, обладающих иными свойствами, чем ранние кислые растворы, вызывающие дорудное выщелачивание.

Большинство исследователей приходит к выводу, что существенно водные растворы, вызывающие аргиллизацию пород, были сначала слабо кислыми и петрогенными компонентами в них, по-видимому, было мало. В более поздний период в растворах содержались значительные количества калия, иногда магния и железа, которым сопутствуют сера и металлы. Газовый состав гидротермальных растворов зависит в значительной степени от удаленности их от магматических масс.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Зональность аргиллизированных пород содержит информацию об условиях их образования и привлекает внимание как возможный критерий рудности ореолов. Причины закономерной последовательности минеральных зон аргиллизированных пород объясняются по-разному. Общая теория метасоматической зональности,

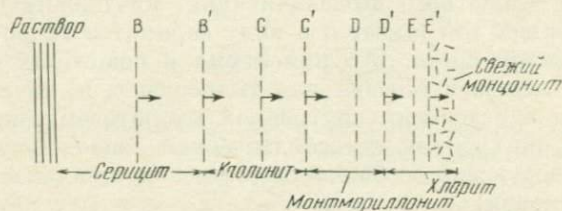


Рис. 54. Схема образования синхронной зональности. По Р. Х. Сейлсу и Ч. Мейеру (Sales, Meyer, 1950)

предложенная Д. С. Коржинским (1946, 1951 г., 1955), показывает возможность одновременного возникновения зон при фильтрации раствора через неизменные породы путем постепенного наращивания мощности метасоматической колонки. Применительно к аргиллизированным породам к подобным или близким представлениям пришли Р. Х. Сейлс и Ч. Мейер (Sales, Meyer, 1948 г., 1950), Ф. Г. Борнорно (Bologno, 1959), Ю. В. Казицын (1962, 1963; Казицын, Александров, 1959) и ряд других исследователей (рис. 54).

По мнению Т. С. Лавринга, зональное строение ореолов аргиллизированных пород может быть объяснено воздействием на неизменные породы одной порции растворов с меняющимся во времени составом (Lovering, 1941) или последовательным действием их

в несколько фаз, периоды действия которых были разделены значительными интервалами времени, а ширина реакционного ореола каждой более поздней фазы уменьшалась (Lovering, 1949). Представления о таком способе формирования зональности можно встретить в работах П. Ф. Керра (Kerr, 1950), Н. Петерсона и др. (Peterson e. a., 1946 г.). Г. Шварца (Schwartz, 1953), Э. А. Лазаренко (Е. К. Лазаренко и др., 1963).

Р. Х. Сейлс и Ч. Мейер сформулировали одно из важных условий, логически вытекающее из предпосылки синхронной зональности в рудовмещающем ореоле: одновременное образование зон требует, чтобы наступающая внутренняя зона серицитизации никогда не захватывала полностью промежуточные и внешние зоны, т. е. не соприкасалась со свежей породой. Однако отклонений от этого условия более чем достаточно. Так, Ф. Г. Бонорино, разработавший теорию «фронтов» на основе анализа формирования разреза аргиллизированных пород с шестью зонами, не смог объяснить описанные им в том же районе рудовмещающие разрезы с единственной гидрослюдяной зоной, контактирующей с неизменной породой. «Проблема этого типа зональности состоит в следующем: что заставило процесс не следовать нормальному ходу дифференциации после того, как была образована зона гидрослюды?» (Bonorino, 1959, стр. 82). Сторонники синхронного развития зон, принимая во внимание тот факт, что химический состав внутренней зоны в своей основе отражает эффект кислотного выщелачивания, предполагают, что минералы внутренних зон (имеется в виду серицит и гидрослюда) образуются в кислой среде. Это приемлемо в некоторых случаях для серицита, в меньшей степени для гидрослюды и, очевидно, не допустимо при образовании внутренней хлоритовой зоны.

Гипотезе синхронной метасоматической зональности противоречат также следующие особенности состава и зональности метасоматических колонок:

1) в нерудоносных ореолах состав и зональность пород отражают только эффект кислотного выщелачивания, степень которого убывает по мере удаления от жил; внутренняя зона в таких ореолах каолинитовая (см. участки Третий, Четвертый, Пятый Верхне-Олекминского района и Ононский участок);

2) в рудоносных ореолах состав внутренних зон свидетельствует о комбинированном эффекте раннего кислотного выщелачивания и последующего преобразования продуктов кислотного выщелачивания в условиях щелочной реакции растворов; во внутренних зонах каолинит замещается гидрослюдами или хлоритом, кварц — полевошпатовыми агрегатами, цеолитами; в метасоматических колонках таких ореолов нередко сохраняется реликтовая каолинитовая зона (в средней части колонки), исчезающая в ореолах с более богатыми рудами (см. участок Первый Верхне-Олекминского рудного поля и многие другие примеры в главе 4);

3) правило Д. С. Коржинского о стремлении состава метасоматических пород к мономинеральности соблюдается только в рудонос-

ных ореолах (см. колонки осаджения в зонаграммах перудоносных участков Верхне-Олекминского района и Ононского участка); в ореолах с бедными рудами во внутренних зонах минералов-новообразований больше, чем в прилегающих к ним более внешних зонах (см. например, зонаграмму 1-го ряда участка Первого);

4) в аргиллизированных породах, не вмещающих жил, пористость непрерывно возрастает от внешней зоны к внутренней; в рудоносных ореолах максимальное значение пористости приходится на среднюю

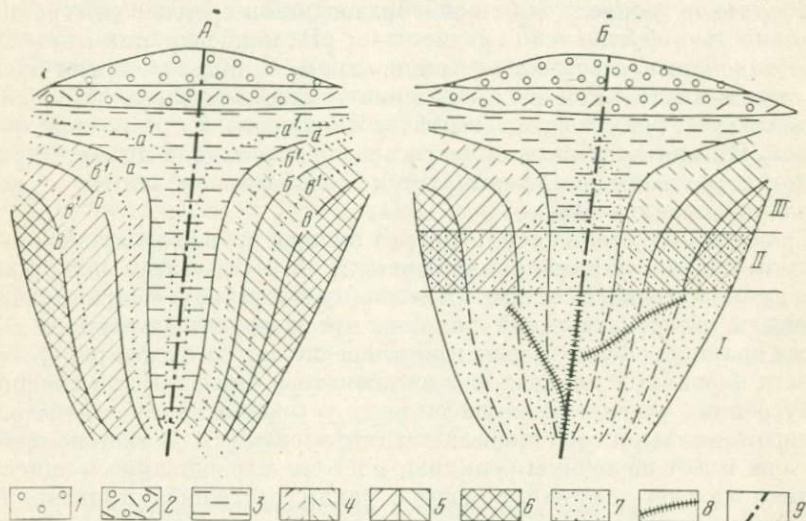


Рис. 55. Схема формирования зональности аргиллизированных пород в периоды дорудного синхронного метасоматоза (А), рудосопровождающего и послерудного метасоматоза (Б)

1—2 — зоны сольфатарной шляпки; 3 — зона сильного выщелачивания (каолинитовая); 4—5 — зоны умеренного выщелачивания (каолинит с новообразованиями щелочной среды); 6 — зона слабого выщелачивания (с новообразованиями щелочной среды); 7 — ореол рудосопровождающего метасоматоза: сильного (I), умеренного (II), слабого (III); 8 — зоны послерудного метасоматоза; 9 — разрывное нарушение; а', б', с', а, б, в — последовательные положения границ зон при синхронном метасоматозе

часть метасоматической колонки, тогда как во внутренней зоне вследствие многократного минералообразования с привнесом вещества пористость пород нередко минимальная.

На основе анализа зональности аргиллизированных пород Верхне-Олекминского района и других рудных полей автор (Волостных, 1966) пришел к выводу, что необходимо выделять два типа метасоматической зональности аргиллизированных пород: 1) дорудную синхронную; 2) тропохонную (преобразованную) с реликтами синхронной, отражающую суммарный эффект дорудных, рудосопровождающих и послерудных преобразований породы.

Синхронный дорудный метасоматоз. Контур смачивания пород кислым термальным раствором ограничивает ширину метасоматического ореола (рис. 55). Вблизи разлома, где раствор постоянно

обновляется, происходит сильное кислотное выщелачивание и образуются минералы, устойчивые в кислой среде (обычно каолинит).

Во внешней части ореола раствор приходит в равновесие с породой, метаморфизуется до щелочной реакции (С. И. Набоко; Сильниченко, 1960 г., 1961) и по первичным минералам, неустойчивым в кислой среде, образуются минералы щелочной среды (хлориты, монтмориллониты, карбонаты).

Зональное распределение новообразований в ореоле с синхронной зональностью обусловлено градиентами рН, концентраций извлеченных компонентов в растворе и температуры. В направлении от внешних зон к внутренним распределение метасоматических минералов соответствует ряду возрастающей устойчивости их к воздействию кислот. В приповерхностной части ореола в условиях возрастающей кислотности растворов формируется сольфатарная шляпа с вертикальной зональностью.

Границы внутренних зон (a' , b' , c') смещаются в сторону внешнего контура ореола, занимая положения a , b , c , при этом возникают зоны промежуточного состава. Известному положению о наращивании мощности метасоматической колонки путем последовательного смещения границы внешней зоны противоречит тот факт, что ряд устойчивости первичных минералов к метасоматозу одинаков для внешних и внутренних зон и соответствует ряду устойчивости их к действию кислого термального раствора. Метаморфизованный раствор во внешней зоне имеет щелочную реакцию, поэтому наращивание мощности колонки за счет реакций породы с таким раствором привело бы к тому, что колонка растворения во внешних зонах была бы обратной по отношению к колонке растворения во внутренних зонах, чего не наблюдается (см. зонограммы для участка Первого и др.).

Рудосопровождающий метасоматоз. В период рудоотложения реакция растворов смещается в сторону более щелочных значений и дорудные метасоматические ассоциации кислой среды образования замещаются минералами щелочной среды образования с привнесом ряда элементов (обычно калия, магния, железа, иногда натрия). Минеральными формами калиевого рудосопровождающего метасоматоза являются гидрослюда, смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда-монтмориллонит, адуляр; при железо-магниевом рудосопровождающем метасоматозе образуются глинистые хлориты, гематит, при натриевом — альбит, цеолиты. Интенсивность рудосопровождающего метасоматоза (степень замещения рудосопровождающими минералами дорудных минералов и ширина ореола рудосопровождающих минералов) пропорциональна количеству отложенной в ореоле руды (см. рис. 55, *Б*). В случае сильного рудосопровождающего метасоматоза дорудные метасоматические ассоциации полностью замещаются рудосопровождающими во всей метасоматической колонке; если при этом образуется один рудосопровождающий минерал, то в разрезе околорудных пород нередко возникает одна метасоматическая зона. Умеренный рудосопровождающий метасоматоз усложняет

состав аргиллизированных пород и зональность (см. ряды участка Первого Верхне-Олекминского района).

Возрастание степени рудосопровождающего метасоматоза по мере увеличения количества залегающей в ореолах аргиллизированных пород руды наблюдается в одном из редкометальных рудных полей (см. гл. 7); рудосопровождающий метасоматоз в этом случае проявляется в серии минеральных форм гидрослюдяного типа, замещающих дорудные глинистые минералы, и последовательно приближающихся по составу и структуре к чистой гидрослуде с увеличением рудонасыщенности ореолов.

Послерудный метасоматоз. Увеличение кислотности растворов с понижением их температуры приводит к кислотному выщелачиванию рудосопровождающих ассоциаций. Ореол послерудного метасоматоза, протекающего в период затухания гидротермальной деятельности, обычно не широкий, захватывает метасоматические рудные тела, прилегающую к рудам часть метасоматитов внутренней зоны (первые сантиметры и десятки сантиметров), а в более внешних частях ореола проявляется по сети поздних трещин в виде маломощных (обычно первые сантиметры) зон осветления. Предельной силикатной формой послерудного метасоматоза обычно является каолинит, промежуточными формами выщелачивания гидрослюды — смешанно-слоистые минералы и монтмориллонит.

Особенности дорудного и рудосопровождающего метасоматоза проявляются и в химическом составе аргиллизированных пород.

Миграция вещества в безрудных ореолах

Синхронный глинистый метасоматоз происходит в условиях кислотного выщелачивания. Наиболее значительный эффект выщелачивания наблюдается у поверхности около кислых термальных источников, вызывающих аргиллизацию пород. Расчет количества вещества в удельных объемах минеральных зон глинистого изменения пород в районе Сольфатара (Италия) показывает убыль всех компонентов исходных трахитов, некоторые из них (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{3+} , Na^+ , K^+) выносятся полностью из зоны максимального изменения (Love ring, 1950). Аналогичный эффект сильного кислотного выщелачивания отмечен и в аргиллизированных породах сольфатарных полей Камчатки и Курильских островов (Набоко, 1963). В такие породы привносится только вода.

При аргиллизации полнокристаллических и эффузивных пород в более глубинных условиях при отсутствии рудных тел, около трещин и безрудных кварцевых жил также выявляется только убыль всех петрогенных элементов и привнос воды и углекислоты, но вынос вещества здесь умереннее, чем вблизи поверхности, как это видно, например, на диаграмме для участка Третьего Верхне-Олекминского района (табл. 16, рис. 56).

Количество оставшегося в аргиллизированной породе вещества зависит от ее минерального состава и пористости (плотности).

Например, в каолинизированной породе может регистрироваться убыль глинозема, если каолинитовые псевдоморфозы пористые, и привнос его при плотных агрегатах каолинитовых псевдоморфоз.

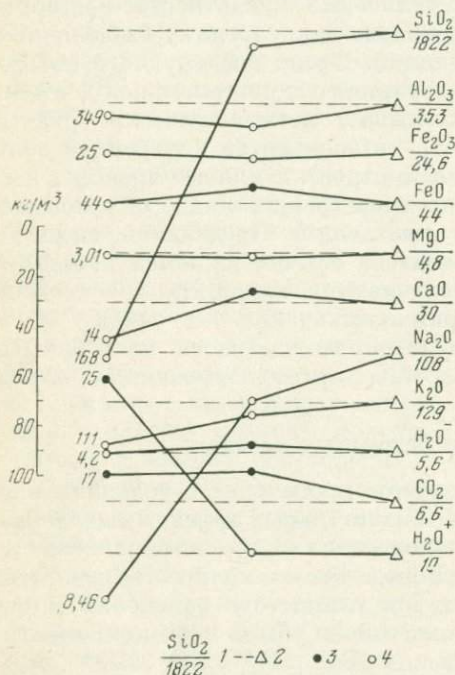
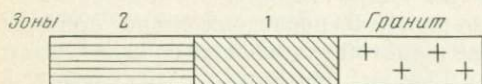


Рис. 56. Изменение химического состава лейкократового гранита в каолинит-монтмориллонитовой (1) и каолинитовой (2) зонах участка Третьего Верхне-Олекминского района

1 — компонент и содержание его в материнской породе, кг/м³; цифры у другого конца кривой показывают количество кг/м³ окисла в последней зоне; 2 — уровень содержания компонента в материнской породе; 3 — привнос компонента; 4 — вынос компонента

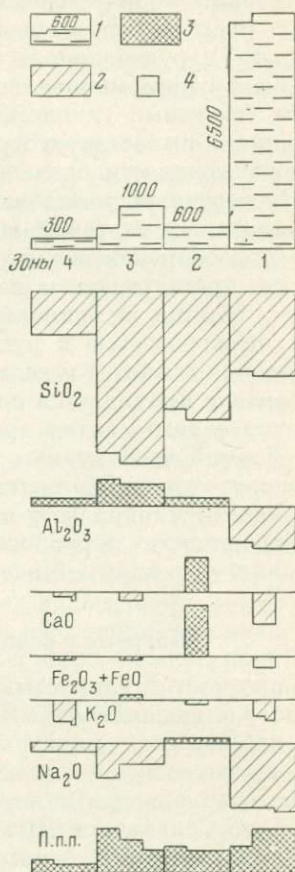


Рис. 57. Изменение химического состава аргиллизированных гранитов во внешней (1), монтмориллонитовой (2), каолинит-монтмориллонитовой (3) и каолинитовой (4) зонах Олонского участка (Забайкалье)

1 — площади зон, м²; 2 — вынос компонента; 3 — привнос компонента; 4 — масштаб, соответствующий 20 т выноса (привноса) компонента

Привнос глинозема может наблюдаться и в пористых аргиллизированных породах, если каолинитом замещаются и минералы с небольшим количеством глинозема, либо не содержащие его. Например, на Олонском участке глинистыми минералами замещены не только

**Баланс вещества при аргиллизации гранитов участка
Третьего Верхне-Олекминского района**

Компоненты	Неизменный гранит		Зоны изменения					
			каолинит-монтморилли- нитовая			каолинитовая		
	Обр. 122/7		Обр. 122/6			Обр. 122/30		
	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг
SiO ₂	71,47	1822,49	71,77	1815,78	-6,71	71,84	1688,24	-134,25
TiO ₂	0,33	8,42	0,30	7,59	-0,83	0,37	8,70	+0,28
Al ₂ O ₃	13,85	353,18	13,60	344,08	-9,10	14,85	348,98	-4,20
Fe ₂ O ₃	0,967	24,66	0,90	22,77	-1,89	1,05	24,68	+0,02
FeO	1,746	44,52	2,017	51,03	+6,51	1,88	44,18	-0,34
MnO	0,07	1,78	0,07	1,77	-0,02	0,03	0,70	-1,08
MgO	0,19	4,84	0,13	3,29	-1,56	0,13	3,06	-1,78
CaO	1,177	30,01	1,338	33,85	+3,84	0,60	14,10	-15,91
Na ₂ O	4,22	107,61	3,445	87,16	-20,45	0,36	8,46	-99,15
K ₂ O	5,07	129,28	4,89	123,72	-5,57	4,75	111,62	-17,66
H ₂ O ⁻	0,24	5,61	0,32	8,09	+2,48	0,18	4,23	-1,38
CO ₂	0,26	6,63	0,74	18,72	+12,09	3,18	74,73	+64,27
П. п. п.	0,41	10,46	0,42	10,63	+0,17	0,73	17,15	+10,52
S _{общ}	0,02	0,51	0,06	1,52	+1,01	0,05	1,47	+0,66
Сумма	100,02	2550,00	100,18	2530,00		100,00	2350,00	
Плотность, г/см ³		2,55		2,53			2,35	

плагноклаз, калиевый полевой шпат и слюды, но и кварц, и хотя породы пористые (см. рис. 11), во всех зонах, кроме внешней, регистрируется привнос глинозема (табл. 17). Количество остальных окислов убывает, некоторые из них (K₂O, Na₂O, CaO, MgO) привносятся в небольших количествах в промежуточные зоны в соответствии с их составом. Расчет миграции вещества в объеме удельного сечения¹ показывает местный источник привнесенного вещества (рис. 57). Количество привнесенного в зоны 2, 3, 4 глинозема не превышает выноса его из внешней зоны (1); привнос в некоторые зоны калия, натрия, кальция и магния намного меньше, чем вынос тех же элементов из других зон.

¹ Объем удельного сечения (V уд.) = S уд. · 1 м, где S уд. — площадь типичного разреза измененных пород. В данном случае удельный объем рассчитан на основе площади зон аргиллизированных пород, показанных на рис. 29.

Компоненты	Зона изменения										Итого по сечению, т
	каолинит-монтмориллонитовая			каолинистая			внешняя	полевошпатово-монтмориллонитовая	каолинит-монтмориллонитовая	каолинистая	
	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг					
SiO ₂	66,34	1413,03	-468,02	70,01	1477,21	-403,84	-233,68	-346,03	-468,02	-121,15	-1168,9
TiO ₂	0,04	0,85	-2,44	0,04	0,84	-2,45	-2,28	+1,45	-2,44	-0,74	-4,0
Al ₂ O ₃	20,56	437,93	+64,00	21,14	446,05	+72,12	-115,05	+24,13	+64,00	+21,64	-5,3
Fe ₂ O ₃	0,16	3,41	+3,41	0,09	1,90	+1,90	+6,37	+12,60	+3,41	+0,57	+22,9
FeO	0,43	9,16	-5,77	0,12	2,53	-12,40	-15,80	+38,25	-5,77	-3,72	+13,0
MnO	0,04	0,85	+0,09	0,03	0,63	-0,13	-1,76	+6,44	+0,09	-0,04	+4,7
MgO	0,10	2,13	-2,68	0,08	1,69	-3,12	-4,22	+3,22	-2,68	-0,94	-4,6
CaO	0,58	12,35	-7,13	0,16	3,38	-16,10	-29,51	+3,16	-7,13	-4,83	-38,3
BaO	0,03	0,64		He опр.							
Na ₂ O	0,36	7,67	-72,08	0,05	1,06	-78,84	-183,62	+10,79	-72,08	-23,65	-268,6
K ₂ O	6,37	135,68	+5,47	3,21	67,73	-73,58	-17,42	-5,19	+5,47	-22,07	-39,2
P ₂ O ₅	0,11	2,34	+3,50	0,07	1,48	-4,34	-15,54	-2,69	+3,50	-1,30	-16,0
H ₂ O ⁻	0,32	6,82	+5,05	0,33	6,96	+5,19	+17,16	+14,85	+5,05	+15,60	+52,7
П. п. п.	4,45	94,78	+83,40	4,57	96,43	+85,05	+82,10	+45,41	+83,40	+25,52	+236,4
S _{общ}	0,11	2,34	+0,82	0,10	2,11	+0,59	-5,14	+4,00	+0,82	+0,18	-0,1(?)
Сумма	100,0	2130,00		100,00	2110,00						
Плотность, г/см ³	2,13			2,11							
Расчетный объем зон, м ³							6500	600	1000	300	

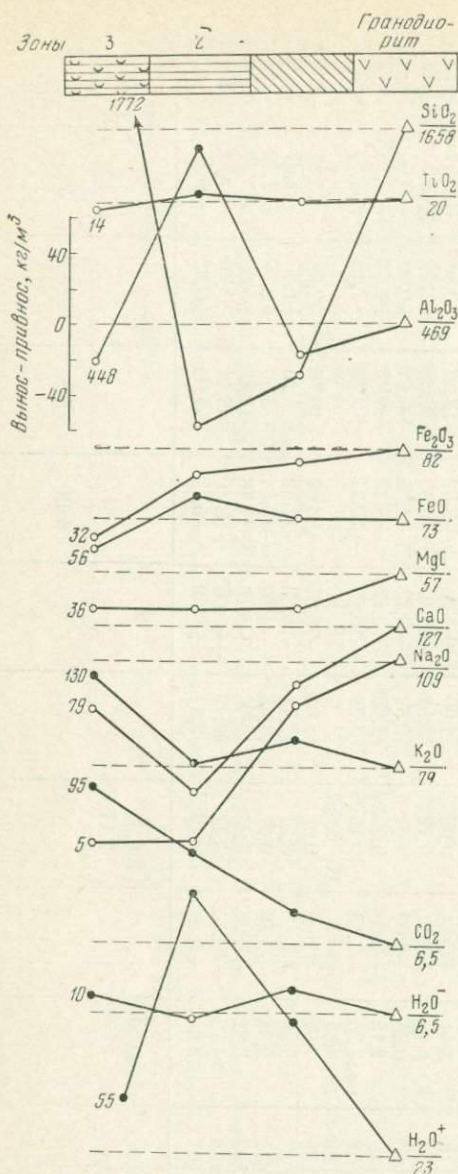


Рис. 58. Изменение химического состава гранодиоритов в хлоритовой (1), каолинитовой (2) и гидрослюдяной (3) зонах участка Пятого Верхне-Олекминского района. Условные обозначения см. на рис. 55

Миграция вещества в рудоносных ореолах

В околорудных аргиллизированных породах также регистрируется эффект кислотного выщелачивания, проявленный во всех зонах, но вместе с тем во внутренние, природные зоны привносятся калий, магний, железо. На Пятом участке Верхне-Олекминского района маломощные зонки каолинит-гидрослюдяного изменения оторачивают кварцевые жилы с убогой вкрапленностью сульфидов (табл. 18, рис. 58). Количество гидрослюда невелико, но она присутствует в породах всех зон, являясь более поздней, чем остальные глинистые минералы. Это находит отражение в привносе небольших количеств калия во всех зонах. На минеральном составе новообразований сказывается состав материнской породы: во всех зонах содержатся магнезиально - железистые карбонаты, поэтому убыль кальция, магния и железа не столь значительна, как в аргиллизированных породах более кислого состава. В гидрослюдяной зоне количество кремнезема резко возрастает, так как гидрослюда ассоциирует с гидротермальным криптокристаллическим кварцем. В каолинитовую зону с плотными агрегатами каолинита привнесен глинозем.

В других подобных по минеральному составу разрезах аргиллизированных пород выявляются те же закономерности. Например, в измененных породах

Баланс вещества при аргиллизации гранодиоритов участка Пятого
Верхне-Олекминского района (Забайкалье)

Компоненты	Гранодиорит, обр. 208/4		Зона изменения								
			каолинит-монтмориллонитовая, обр. 208/6			каолинитовая, обр. 205/7			каолинит-гидрослюдяная, обр. 208/12		
	Содержа- ние, %	Масса 1 м ³ , кг	Содержа- ние, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержа- ние, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержа- ние, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг
SiO ₂	60,94	1657,56	58,41	1518,66	-138,90	56,64	1489,63	-167,03	64,67	1771,97	+114,39
TiO ₂	0,73	19,86	0,76	19,76	-0,10	0,87	22,88	+3,02	0,52	14,25	-5,61
Al ₂ O ₃	17,25	469,20	17,35	451,10	-18,10	21,65	569,40	+100,20	16,35	447,99	-21,21
Fe ₂ O ₃	3,01	81,87	2,85	74,10	-7,77	2,54	66,80	-15,07	1,16	31,78	-50,09
FeO	2,68	72,90	2,84	73,84	+0,94	3,28	86,26	+13,36	2,06	56,44	-16,46
MnO	0,09	2,45	0,09	2,34	-0,11	0,10	2,63	+0,18	0,03	0,82	-1,63
MgO	2,10	57,12	1,39	36,14	-20,98	1,35	35,51	-21,61	1,33	36,44	-20,68
CaO	4,67	127,02	3,57	92,82	-34,20	1,17	30,77	-96,25	2,90	79,46	-47,56
Na ₂ O	4,01	109,07	3,20	83,20	-25,87	0,22	5,79	-103,28	0,17	4,66	-104,41
K ₂ O	2,89	78,61	3,64	94,64	+16,03	3,04	79,95	+1,34	4,75	130,15	+51,54
P ₂ O ₅	0,30	8,16	0,31	8,06	-0,10	0,30	7,89	-0,27	Не опр.		
H ₂ O	0,24	6,53	0,80	20,80	+14,27	0,14	3,68	-2,85	0,60	16,44	+9,91
CO ₂	0,24	6,53	0,98	25,48	+18,95	2,20	57,86	+51,33	3,46	94,80	+88,27
П. п. п.	0,85	23,12	3,81	99,06	+75,94	6,50	170,95	+148,09	2,00	54,80	+31,68
Сумма	100,00	2720,00	100,00	2600,00		100,00	2630,00		100,00	2740,00	
S _{общ}	0,12	3,26	0,10	2,60	-0,66	0,14	3,68	+0,42	0,10	2,74	-0,52
Плотность, г/см ³	2,72		2,60			2,63			2,74		

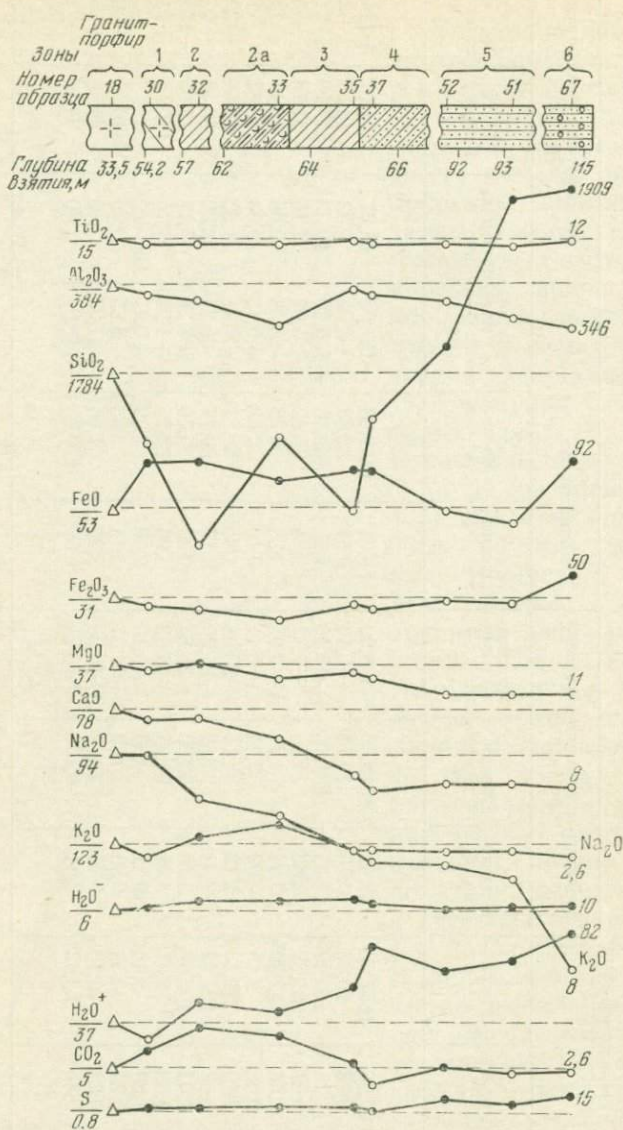


Рис. 59. Изменение химического состава гранит-порфиров в альбит-хлоритовой (1), хлорит-монтмориллонитовой (2), хлорит-гидрослюдаино-монтмориллонитовой (2а), каолинит-монтмориллонитовой (3), каолинит-монтмориллонит-шамозитовой (4), каолинит-шамозитовой (5) и шамозит-кварцевой (6) зонах участка Первого Верхне-Олекминского района. Условные обозначения см. на рис. 55

медного месторождения Бьютт (Sales, Meyer, 1950), полиметаллических месторождений минерального пояса Передового хребта (Bonorino, 1959; Tooker, 1956 г., 1963) во всех зонах резко уменьшается (до полного выноса во внутренних зонах) количество натрия и кальция. Содержание железа (входящего в пирит), магния (входящего в хлориты и гидрослюда) может уменьшаться или возрастать. Количество глинозема и кремнезема нередко уменьшается во внешних зонах и возрастает в более внутренних: глинозема — в зоне, обогащенной каолинитом, кремнезема — в зоне, обогащенной кварцем. Количество калия увеличивается во всех зонах, если гидрослюда или серицит распространены по всему разрезу, как, например, около Радиевой жилы рудника Карибу или около полиметаллических жил того же района.

Если вблизи рудных тел породы хлоритизированы, то в зависимости от состава хлорита в природные зоны привносятся железо или магний, как, например, на Беганском барит-полиметаллическом месторождении (см. рис. 62). Четко выраженный привнос в природных зонах щелочных и щелочноземельных элементов, входящих в состав

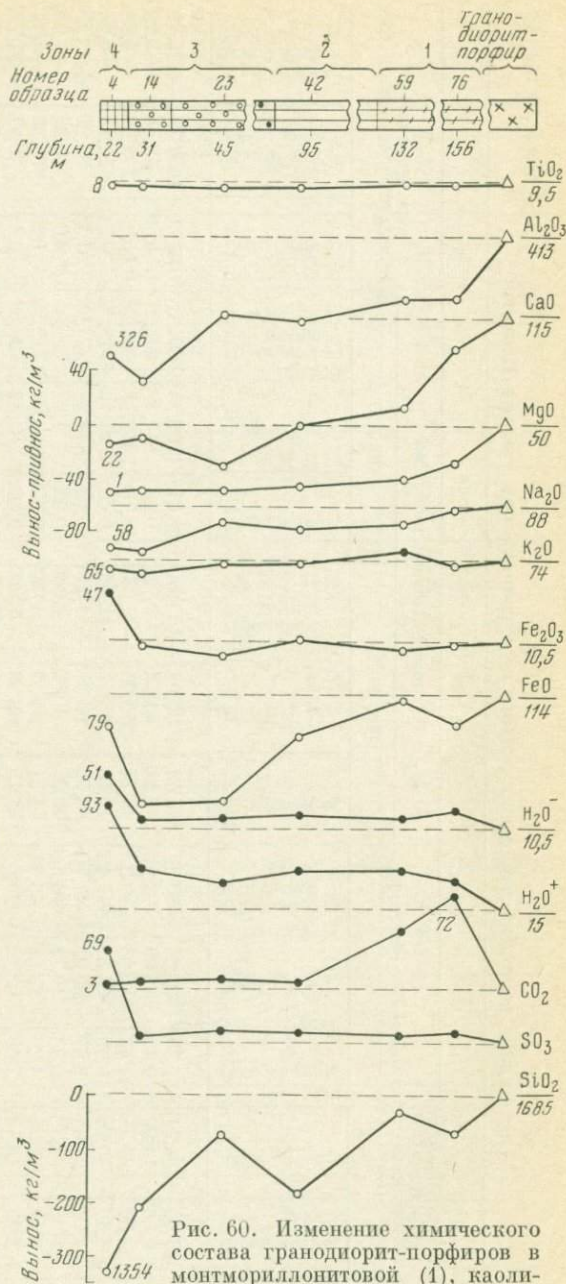


Рис. 60. Изменение химического состава гранодиорит-порфиров в монтмориллонитовой (1), каолинитовой (2), каолинит-опаловой (3) и каолинит-аллофановой (4) зонах месторождения Большой Шаян. Условные обозначения см. на рис. 55

Компо- ненты	Зона изменения									шамозит-кварцевая, обр. 3/67		
	МОНТМОРИЛЛОНИТ-КАОЛИНИТ- ШАМОЗИТОВАЯ, обр. 3/37			КАОЛИНИТ-ШАМОЗИТОВАЯ								
				Обр. 3/52			Обр. 3/51					
	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг
SiO ₂	69,72	1743,00	-41,51	71,84	1810,37	+25,86	74,20	1899,52	+115,01	73,71	1909,09	+124,58
TiO ₂	0,45	11,25	-3,59	0,51	12,85	-1,99	0,34	8,70	-6,14	0,48	12,43	-2,41
Al ₂ O ₃	15,07	376,75	-7,50	14,67	369,68	-14,57	13,84	354,30	-29,95	13,34	345,51	-38,74
Fe ₂ O ₃	0,82	20,50	-10,24	1,05	26,46	-4,28	1,09	27,90	-2,84	1,91	49,47	+18,73
FeO	3,49	87,25	+33,99	2,01	50,65	-2,61	1,52	38,91	-14,35	3,55	91,94	+38,68
MnO	0,03	0,75	-0,57	0,03	0,76	-0,56	0,03	0,77	-0,55	0,02	0,52	-0,80
MgO	0,96	24,00	-12,57	0,33	8,32	-28,35	0,44	11,26	-25,31	0,43	11,14	-25,43
CaO	0,23	6,50	-71,68	0,38	9,58	-68,60	0,45	11,52	-66,66	0,31	8,03	-70,15
Na ₂ O	0,34	8,50	-85,58	0,36	9,07	-85,01	0,30	7,68	-86,40	0,10	2,59	-91,49
K ₂ O	4,24	106,00	-16,96	4,30	108,36	-14,60	3,53	90,37	-31,59	0,32	8,29	-114,67
P ₂ O ₅	0,16	4,00	-	Не опр.			Не опр.			0,16	4,14	
H ₂ O ⁻	0,48	12,00	+5,91	0,34	8,57	+2,48	0,31	7,94	+1,85	0,40	10,36	+4,27
H ₂ O ⁺	3,89	97,25	+60,15	3,40	85,68	+48,58	3,58	91,65	+54,55	4,59	118,88	+81,78
CO ₂	0,09	2,25	-3,05	0,25	6,30	+1,00	0,10	2,56	-2,74	0,10	2,59	-2,71
S _{общ}	Сл.		-	0,53	13,35	+12,55	0,27	6,92	+6,12	0,58	15,02	+14,22
Сумма	100,00	2500,00		100,00	2520,00		100,00	2560,00		100,00	2590,00	
Плот- ность, г/м ³	2,50			2,52			2,56			2,59		

Баланс вещества при аргиллизации гранодиорит-порфиров месторождения
Большой Шаян (Закарпатье)

Компоненты	Гранодиорит-порфир		Зона изменения								
			каолинит-аллофановая			каолинит-опаловая					
			Обр. 4			Обр. 14			Обр. 23		
	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг
SiO ₂	65,07	1685,31	62,13	1354,43	-330,88	72,18	1472,47	-212,84	70,86	1608,52	-76,79
TiO ₂	0,38	9,84	0,37	8,07	-1,77	0,37	7,55	-2,29	0,33	7,49	-2,35
Al ₂ O ₃	15,94	412,85	14,96	326,13	-85,72	15,02	306,41	-106,44	15,69	356,16	-56,69
Fe ₂ O ₃	0,40	10,36	2,17	47,31	+36,95	0,48	9,79	-0,57	0,04	0,91	-9,45
FeO	4,39	113,70	3,63	79,13	-34,57	1,54	-31,42	-82,28	1,54	34,96	-78,74
MnO	0,10	2,59	0,04	0,87	-2,72	0,04	0,81	-1,78	0,03	0,68	-2,91
MgO	1,91	49,47	0,06	1,30	-48,17	0,08	1,63	-47,84	0,08	1,82	-47,65
CaO	4,45	115,26	1,01	22,02	-93,24	1,21	24,68	-90,58	2,02	45,85	-110,67
Na ₂ O	3,40	88,06	2,65	57,77	-30,29	2,65	54,06	-34,00	3,36	76,27	-11,79
K ₂ O	2,85	73,82	2,99	65,18	-8,64	3,10	63,24	-10,58	3,14	71,28	-2,54
P ₂ O ₅	0,13	3,37	0,09	1,96	-1,41	0,08	1,63	-1,74	0,13	2,95	-1,42
H ₂ O ⁻	0,40	10,36	2,35	51,23	+40,87	0,80	16,32	+5,96	0,74	16,80	+6,44
H ₂ O ⁺	0,58	15,02	4,26	92,87	+77,85	2,20	44,88	+29,86	1,44	32,69	+17,67
CO ₂	—	—	0,14	3,05	+3,05	0,10	+2,04	+2,04	0,22	4,99	+4,99
SO ₃	—	—	3,15	68,67	+68,67	0,15	3,06	+3,06	0,38	8,63	+8,63
Сумма	100,00	2590,00	100,00	2180,00	+227,19	100,00	2040,00	+40,92	100,00	2270,00	+37,73
S _{общ}	—	—	—	—	-638,41	—	—	-590,94	—	—	-401,00
Плотность, г/см ³	—	—	2,69	72,36	—	0,30	6,12	—	0,21	4,77	—
			2,18			2,04			2,27		

Комплексы	Зона изменения								
	Каслинитовая			монтмориллонитовая					
	Обр. 42			Обр. 59			Обр. 76		
	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг	Содержание, %	Масса 1 м ³ , кг	Привнос (+) или вынос (-), кг
SiO ₂	68,03	1503,46	-181,85	67,03	1655,64	-29,67	64,58	1614,50	-70,81
TiO ₂	0,38	8,40	-1,44	0,38	9,39	-0,46	0,38	9,50	-0,34
Al ₂ O ₃	15,84	350,06	-62,79	14,84	366,5	-46,31	14,62	365,50	-47,35
Fe ₂ O ₃	0,49	10,83	+0,47	0,17	4,20	-6,17	0,39	9,75	-0,61
FeO	3,66	80,88	-32,82	4,50	111,15	-2,55	3,66	91,50	-22,20
MnO	0,05	1,11	-1,48	0,13	3,21	+0,62	0,09	2,25	-0,37
MgO	0,21	4,64	-44,83	0,37	9,14	-40,34	0,87	21,75	-27,72
CaO	1,59	35,14	-80,12	1,91	47,18	-68,09	3,67	91,75	-23,51
Na ₂ O	3,17	70,06	-18,00	2,99	73,85	-14,21	3,33	83,25	-4,81
K ₂ O	3,21	70,94	-2,88	3,15	77,80	+4,98	2,88	72,00	-1,82
P ₂ O ₅	0,12	2,65	-0,72	0,12	2,96	-0,41	0,13	3,25	-0,12
H ₂ O ⁻	0,91	20,11	+9,75	0,76	18,77	+8,41	0,90	22,50	+12,14
H ₂ O ⁺	1,91	42,21	+27,19	1,67	41,25	+26,22	1,36	34,00	+19,02
CO ₂	0,12	2,65	+2,65	1,80	44,46	+44,46	2,88	72,00	+72,00
SO ₃	0,31	6,85	+6,85	0,18	4,45	+4,45	0,26	6,50	+6,50
Сумма	100,00	2210,00	+46,91	100,00	2470,00	+89,14	100,00	2500,00	+109,66
S _{общ}			-426,93			-208,21			-199,66
Плотность, г/см ³	0,37 2,21	8,18		0,35 2,47	8,64		0,11 2,50	2,75	

минералов, развитых в непосредственной близости от рудных тел, наблюдается лишь в случае преобладания этих минералов над другими метасоматическими продуктами; если в природных зонах сохраняется значительное количество минералов, характерных для нерудоносных ореолов (обычно каолинита), то количество упомянутых элементов может и не превышать исходного в первичной породе. Например, в ореоле аргиллизированных пород участка Первого Верхне-Олекминского района, в природных зонах с каолинит-шамозитовыми псевдоморфозами по плагиоклазу количество FeO, входящей в состав шамозита, местами несколько меньше, чем в исходном гранит-порфире (рис. 59, табл. 19), тогда как во внешних (1, 2, 3) и промежуточной (4) зонах привнос FeO выражен четко. Это объясняется тем, что во внешних зонах сохраняется первичный биотит и замещение плагиоклаза железосодержащим минералом приводит к увеличению количества железа в породе; с другой стороны, во внутренних зонах (5, 6) биотит замещен глинистыми минералами, а отношение количества шамозита к каолиниту в псевдоморфозах по плагиоклазу обычно не превышает 1 : 1. Кроме того, породы внутренних зон в той или иной мере окварцованы, что также понижает долю железа и магния в них.

Если рудоотложение происходит из кислых растворов, то в природной зоне рудосопровождающие минералы щелочной среды не образуются, и химический состав аргиллизированных пород во всех зонах ореола отражает эффект дорудного кислотного выщелачивания, а в природной зоне также и рудосопровождающего кислотного метасоматоза, проявляющегося в образовании марказита, ярозита или алунина. Химический состав аргиллизированных пород марказит-металлинбаритового месторождения Большой Шаян (табл. 20, рис. 60) отражает преобразование пород в периоды дорудного кислотного выщелачивания и рудосопровождающего ярозитового метасоматоза в природной зоне. Во всех зонах этого ореола регистрируется убыль компонентов исходной породы, и только в ярозит-каолинит-аллофановой зоне увеличивается количество железа.

Особенности химического преобразования пород при аргиллизации

Одной из важнейших особенностей аргиллизации пород является гидратация продуктов замещения (водородный метасоматоз по Д. Хемли), появление дисперсных алюмосиликатов, содержащих воду или гидроксильную группу в количествах, в 3—10 раз превышающих содержание их в структурно подобных силикатах более высокотемпературных метасоматитов. Преобладающим метасоматическим продуктом периода кислотного выщелачивания являются гидроксилсодержащие слоистые силикаты, образующиеся при гидролизе не содержащих водород силикатов и стекол. Слоистые силикаты высокотемпературных гидротермальных метасоматитов содержат небольшое количество гидроксильных групп и «минерализаторы» (F, Cl, V). В среднетемпературных условиях количество гидроксильных групп

возрастает до 10—15% (серпентин, хлорит, каолинит и др.). Слоистые силикаты аргиллизированных пород содержат еще и межслоевую молекулярную воду. В 1 км³ каолинизированного пеплового туфа содержится около $2 \cdot 10^8$ т воды, а в аналогичном объеме монтмориллонитизированного туфа — до $4 \cdot 10^8$ т воды.

Гидратация сопровождается некоторой убылью части компонентов первичных пород, которая почти никогда не компенсируется полностью при рудосопровождающем метасоматозе. Источник вещества, необходимого для рудосопровождающего метасоматоза, не ясен. На основе баланса вещества по ореолу с относительно слабым и умеренным рудосопровождающим преобразованием пород возможно допущение о местном (внутриореольном) перераспределении калия, магния, железа рудосопровождающих минералов. Однако в случае сплошной гидрослюдизации андезитов (см. главу 7) несомненен внеореольный источник калия. Ввиду отсутствия балансов вещества метасоматитов по рудным полям не известно, заимствован ли, например, калий из кристаллизующихся магм или он выщелочен из других пород более глубинных сечений, либо на том же гипсометрическом уровне, где регистрируется его привнос.

Замещение плагиоклазов глинистыми минералами всегда сопровождается освобождением значительной части кремнезема и почти всего кальция и натрия (рис. 61). За счет освобожденного кремнезема может происходить окварцевание внутренних зон аргиллизированных пород. Часть освобожденного кальция связывается в кальците, который рассеян во внешних зонах, либо при отсутствии окварцевания концентрируется во внутренних зонах. При аргиллизации кислых полнокристаллических и особенно туфогенных пород в прилегающей к рудным телам зоне образуются кварц-адуляровая и альбитовая ассоциации. Адуляр и альбит, как известно, нередко образуются при недостатке в растворе глинозема и пересыщенности его калием (натрием) и кремнеземом. Образование окварцованных, карбонатизированных, альбитизированных и адуляризированных метасоматитов во внутренних зонах аргиллизированных пород свидетельствует о миграции избыточных компонентов к осевым частям ореолов, из которых они могут удаляться через разрывные нарушения на поверхность.

Направленность химического преобразования глубинных и поверхностных частей единого ореола различна, как выявляется анализом соответствующих диаграмм миграции вещества в измененных породах Беганьского месторождения (рис. 62, 63), а именно: 1) при аргиллизации железо связывается преимущественно в силикатной форме, количество сульфидного железа невелико, тогда как в сольфатарной шляпе железо связывается в пирит в нижней ее части или обособляется в окисной форме (гематит) в верхней части в ассоциации с алунином; поэтому в сольфатарных каолинизированных породах выявляется прямая корреляция железа с сульфидной серой, а выше по разрезу — прямая корреляция пары $\text{SO}_3\text{—K}_2\text{O}$, тогда как в аргиллизированных породах FeO коррелируются с MgO , а Fe_2O_3 — с Al_2O_3 ;

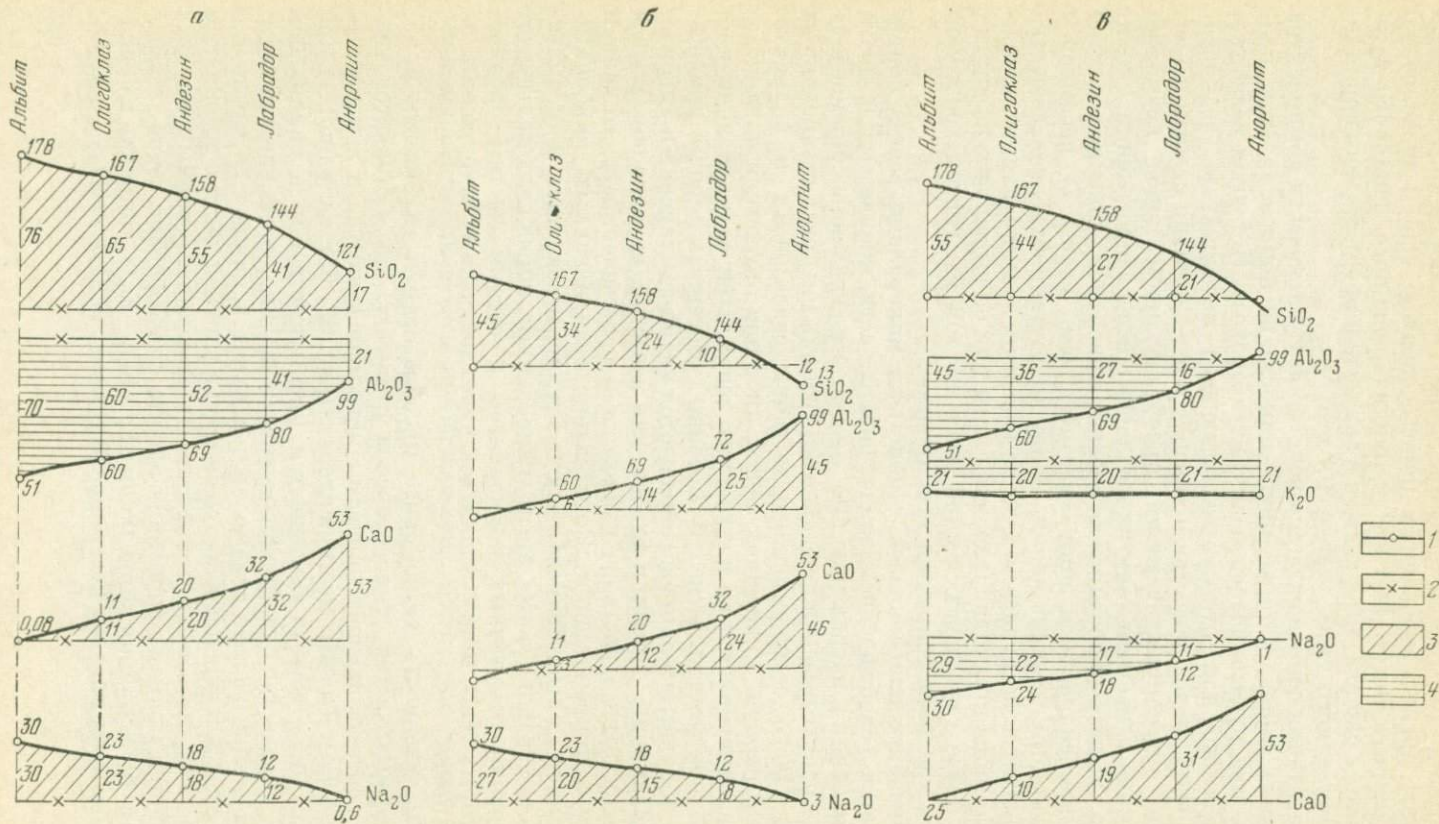


Рис. 61. Графики привноса и выноса вещества (в г/100 см³) при идеальном замещении минералов группы плагио-клаза монокристаллами каолинита (а), монтмориллонита (б) и гидрослюда (в)

1 — содержание окисла в материнском минерале; 2 — содержание окисла в замещающем минерале; 3 — вынос окисла; 4 — привнос окисла. Цифры у вертикальных линий показывают количество вынесенного или привнесенного вещества в г/100 см³

2) при аргиллизации кремнезем преимущественно, а глинозем исключительно связаны в силикатах, тогда как в сольфатарной плеше наблюдается склонность к обособлению их в форме окислов (кварц, опал, диаспор, корунд), и корреляционные связи между главными

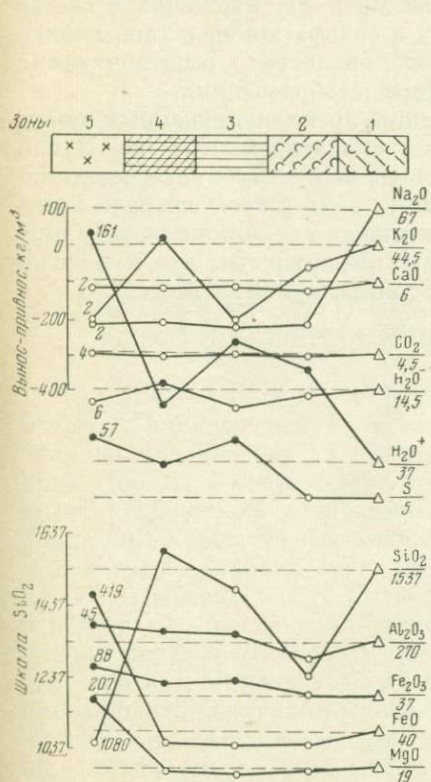


Рис. 62. Изменение химического состава туфов при их аргиллизации на полиметаллическом уровне

Зоны измененных пород: 1 — монтмориллоновая, 2 — каолинит-хлоритовая, 3 — каолинитовая, 4 — каолинит-гидрослюдачная, 5 — хлоритовая. Остальные условные обозначения см. на рис. 55

элементами, характерные для аргиллизированных пород, нарушаются или исчезают;

3) кислотное выщелачивание при аргиллизации приводит к полному выносу только двух элементов — натрия и кальция, убыль остальных элементов невелика, тогда как при образовании сольфатарных кварцитов в минералообразовании участвуют только четыре петрогенных элемента: кремний, алюминий, калий и железо, а остальные полностью выщелочены;

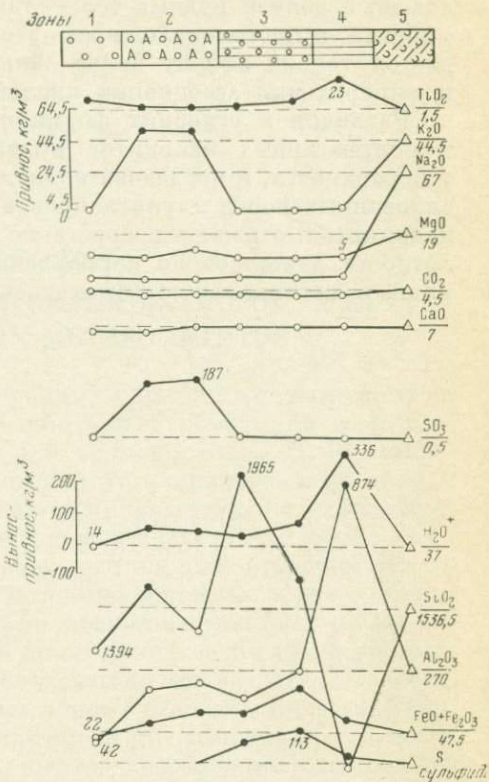


Рис. 63. Изменение химического состава туфов при их аргиллизации на рифтовом уровне

Зоны измененных пород: 1 — монокварцевая, 2 — кварц-алунитовая, 3 — кварц-каолинитовая, 4 — каолинитовая, 5 — монтмориллоновая. Остальные условные обозначения см. на рис. 55

4) при аргиллизации кислотное выщелачивание пород сменяется щелочным метасоматозом, поэтому во внутренних зонах при резко выраженном выщелачивании (вынос Na, Ca, Fe в гидрослюдяной и каолинитовой зонах) содержится много калия, связанного в гидрослюде, а вблизи рудных тел — также Mg и Fe, входящих в состав хлорита; в противоположность этому в сольфатарной шляпе наблюдается только эффект более сильного кислотного выщелачивания и минеральные ассоциации кислой среды образования.

Различия в условиях формирования аргиллизированных пород и сольфатарных кварцитов вызваны окислением H_2S до H_2SO_4 у поверхности, и последовательная смена более глубинных каолинизированных пород алунизированными, а их в свою очередь монокварцитами, отражает возрастание активности серной кислоты и кислотности растворов по направлению к поверхности, что и обуславливает вертикальную зональность сольфатарной шляпы.

Глава шестая

ПОЛОЖЕНИЕ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД СРЕДИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Одной из первых классификационных схем околорудных метасоматитов, включающей и аргиллизированные породы во всем вертикальном диапазоне их проявления, является схема Н. И. Наковника (1963₁), в соответствии с которой аргиллизированные породы могут возникать в гиабиссальных и приповерхностных условиях по кислым и средним вулканическим породам при рН растворов 7—8. В некоторых случаях аргиллизированные породы, вторичные кварциты и грейзены могут быть генетически едиными образованиями и встречаться совместно. Аналогами аргиллизированных пород являются пропилиты, образующиеся по средним и основным изверженным породам, серпентиниты и карбонатиты по гипербазитам. Но о взаимоотношениях аргиллизированных пород с вторичными кварцитами, пропилитами, березитами, листовенитами и другими типами измененных пород нет единого мнения, поэтому необходимо специальное рассмотрение относящихся к этому вопросу сведений.

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ АРГИЛЛИЗАЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Аргиллизации предшествуют процессы высокотемпературного приконтактного и околотрепцинного метасоматоза. Приконтактный высокотемпературный метасоматоз гранитоидов выражается в микроклинизации, альбитизации, биотитизации, мусковитизации и андалузитизации (В. А. Дворкин-Самарский, И. М. Козулина, 1966 г.; А. А. Толоч, Ю. Н. Размахнин, 1966 г.; Ратман, Александров, 1965). С подобными процессами в породах повышенной основности связано появление постмагматических пренита и гидрограната, также предшествующих аргиллизации (Ch. T. Wruscke, 1965 г.). Глинистое изменение проявляется после скарнообразования, как это установлено в районе касситеритового месторождения Лост-Ривер на Аляске (Sainsbury, 1960, 1964 г.), или одновременно с ним (H. L. Bauer a. o.,

1964 г.). Аргиллизации предшествуют грейзенизация в кислых породах, биотит-ортоклазовые метасоматиты в породах среднего состава на месторождениях медных вкрапленных руд и турмалин-кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты оловорудных месторождений.

Аргиллизация и грейзеноподобное изменение пород

Грейзенизация пород всегда проявляется до глинистого изменения. В районе Джеймстаун в Передовом хребте (США) аргиллизации предшествует слабое, но широко проявленное грейзеноподобное изменение пород, выражающееся в появлении «пойкилитового» мусковита, вторичного ортоклаза, кварца, вторичного биотита, флюорита и топаза. Вторичный ортоклаз в виде пятен замещает плагиоклаз, а вторичный биотит развивается по первичному биотиту и амфиболу и местами образует жилки. Грейзеноподобное изменение сопряжено с образованием жилок флюорита, а локальные зоны последующего гидрослюдяного изменения вмещают жилы с пиритом и теллуридами золота (Bonogino, 1959).

Положение каолинизированных пород в Цинновецком гранитном куполе Рудных гор рассмотрено М. Штемпроком (Stemprok, 1965). Предшествующее каолинизации изменение пород выражается в интенсивном грейзенообразовании (кварц-топазовые, кварц-циннвальдитовые, циннвальдит-топазовые и другие фации). Диккит типичен для грейзеновых парагенезисов с флюоритом в верхней части купола, в то время как каолинит распространен в нижних частях гранитного купола на глубине свыше 1500 м. Глинистые минералы в псевдоморфозах по полевым шпатам встречаются как в ассоциации с типично грейзеновыми парагенезисами, так и пространственно обособленно в ассоциации с серицитом. Каолинизация пород вызвана поздними гидротермальными растворами и проявляется намного позже «процесса затвердевания тела гранита» и грейзенизации купола Цинновец.

Взаимоотношения аргиллизированных пород и грейзенов высокотемпературного касситерит-вольфрамового месторождения корнуольского типа Лост-Ривер на Аляске детально рассмотрено К. Л. Сэнсбери (Sainsbury, 1960, 1964 г.). В районе этого месторождения палеозойские известняки интродуцированы гранитными штоками и секутся догранитными базальтовыми и риолитовыми дайками, пространственно связанными с интрузиями. Касситерит-вольфрамитовые рудные тела сосредоточены преимущественно вдоль так называемой «касситеритовой» дайки риолит-порфира. Низкосортные руды приурочены к граниту и залегающему под ним мрамору. Грейзенизацией (кварц, топаз, флюорит, турмалин, циннвальдит, мусковит) захвачена касситеритовая дайка и часть гранитного штока. В грейзене с сульфидами слюда замещается сульфидами.

Гидротермальное глинистое изменение является послегрейзеновым. Касситеритовая дайка была аргиллизирована и за пределами рудной залежи, в некоторых местах аргиллизированы известняки и скарны, гранит также неравномерно аргиллизирован. При сильной

аргиллизации глинистыми минералами замещаются даже кварц и топаз и тогда конечный продукт изменения грейзена состоит из глинистых минералов с небольшим количеством реликтовых зерен кварца, топаза и флюорита. Известняк превращается в массу мягкой глины; за пределами глинистого изменения отмечается доломитизация известняка. В 31 образце из 33 образцов аргиллизированных пород обнаружен смешанно-слоистый хлорит-монтмориллонит, в четырех образцах — монтмориллонит, каолинит или диккит в каждом образце (в том числе диккит в 14 образцах).

К. Л. Сенсбери указывает на следующие признаки послерудного возраста глинистого изменения: 1) многочисленные рудные жилы и жилки, не имеющие ореола глинистого изменения и прослеживающиеся в разных породах, начиная от сульфидоносного грейзена через частично аргиллизированный грейзен до полностью аргиллизированного грейзена, причем силикатные минералы в жилах не изменены; 2) во многих сильно аргиллизированных гранитах отсутствуют рудные минералы, тогда как они обычны в грейзене; 3) в плотной глине найдены небольшие фрагменты слабо аргиллизированного грейзена, который в данном случае является реликтовой породой, содержащей касситерит и сульфиды; 4) флюоритовые жилки могут залегать как в аргиллизированных породах, так и вне связи с ними; 5) глинистые жилки пересекают полосчатые турмалин-флюорит-сульфидные породы около жил в известняке.

Сходный случай наблюдается в массиве Коле во Франции (A. Rosen, 1966 г.), где образованию касситерита сопутствовала грейзенизация (топаз, мусковит, кварц), вероятно, позднее породы были каолинизированы. Отмечается, что касситерит тесно связан с каолинизированными породами и становление интрузии происходило под тонким покровом пород.

Положение каолинизированных околорудных пород оловорудного месторождения по отношению к различным предшествующим изменениям пород, связанным с внедрением интрузии гранит-порфиров, рассмотрено Г. В. Ицксон (1956). Интрузия гранит-порфиров и оловорудное месторождение формировались на глубине 300—400 м. Становление интрузии сопровождалось контактовым (термальным) метаморфизмом пород, выразившимся в перекристаллизации и ороговикании вмещающих пород в условиях закрытой системы. Вслед за этим в кровле интрузии возникли проницаемые зоны, что привело к падению внешнего давления в системе и интенсивной магматической дистилляции, вызвавшей грейзенизацию апикальной части интрузии. Для раннего парагенезиса грейзенов характерны топаз в центральных зонах и андалузит во внешних, к позднему парагенезису относятся мусковит, замещающий полевые шпаты, топаз и андалузит.

Заключительный гидротермальный период являлся продолжением пневмотермального и был локализован в грейзенизированной эндоконтактной части интрузии. Среди продуктов гидротермального этапа выделяется ранний парагенезис — калишпат, сидерофиллит I, гематит и поздний — сидерофиллит II, магнетит, касситерит.

К наиболее поздней стадии относится каолинизация (образование глинистых продуктов) полевошпатовых метасоматитов. Хотя каолинизация пород считается послерудной, но «... связь каолинизированных пород с оруденением настолько отчетлива, что широко используется при поисках участков, наиболее обогащенных касситеритом» (Ицксон, 1956, стр. 130).

Аргиллизация грейзеноподобно измененных андезитов и их туфов с турмалином, топазом, дюмортьеритом известна в Выгорлат-Гутинской гряде в Закарпатье (Э. А. Лазаренко, 1960 г.; Е. К. Лазаренко и др., 1963; Э. А. Лазаренко, 1965). Поля измененных пород пространственно связаны с куполами андезито-дацитов, прорывающих толщу андезитов и их туфов. Предполагается, что комплекс измененных пород синхронен активному вулканизму и образовался под действием растворов, связанных с остыванием близповерхностных магматических масс.

В линейных крутопадающих ореолах аргиллизированных пород выделяются гидрослюдяная, каолиновая и монтмориллонитовая зоны с реликтами грейзенизированных пород. По вертикали наблюдается смена окварцованных и каолинизированных пород, развитых до глубины 150 м, гидрослюдизированными. Ниже 500 м преобладают свежие и слабо измененные (с хлоритизацией темноцветных минералов) андезиты. Смена минеральных фаций измененных пород в вертикальном и горизонтальном направлениях объясняется последовательным изменением состава восходящих растворов, которые сначала были богаты фтором и бором (образование кварц-турмалиновой, кварц-топазовой, кварц-дюмортьеритовой, кварц-флюоритовой фаций), затем серой и углекислотой (аргиллизация пород).

Аргиллиты и прочие околотрецинные высокотемпературные метасоматиты

Ч. Мейер (Meuser, 1964, 1965), изучавший измененные породы медно-мышьякового месторождения Бьютт (шт. Монтана, США), выявил раннюю биотитизацию, связанную с кварц-молибденитовыми жилками. Кварц-молибденитовые прожилки пересекаются халькопиритовыми жилами, которые обрамляются ореолами аргиллизированных и серицитизированных пород. Ореолы аргиллизации часто проявляются на фоне раннего биотитового изменения, хотя мощность ореолов последних невелика (около 18 см). Подобное же изменение в ассоциации с ортоклазизацией предшествует глинистому изменению на месторождении Сан-Мануэл (Creasey, 1965). Ранние маломощные зоны биотит-ортоклазового метасоматоза, предшествующие глинистому изменению, автор выявил на Коунрадском месторождении.

В комплексе измененных пород оловорудных месторождений (касситерит-силикатная формация) отмечается позднее проявление каолинизации по сравнению с турмалин-кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами (В. К. Рябов, 1964 г.; Шашкина, 1966).

СОПУТСТВУЮЩИЕ АРГИЛЛИЗАЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД

Гидротермальный глинистый метасоматоз сопровождается образованием неглинистых минералов вследствие ряда причин: 1) избыточное, освобожденное при глинистом метасоматозе вещество обособляется в виде окислов (кварц, бёмит, гидраргиллит, лейкоксен, гематит) или связывается с анионами раствора (пирит); б) не входящие в состав глинистых минералов компоненты связываются с анионами раствора (карбонаты, флюорит) или входят в состав силикатов (альбит, эпидот, цеолиты, тоберморит); в) неблагоприятные для образования глинистых минералов условия в центральной части ореола приводят к появлению серицита вместо гидрослюд (при температуре выше 400° С), адуляра и альбита вместо гидрослюдов (высокие значения рН, избыток Si, K, Na); г) повышение кислотности растворов вблизи поверхности (рН < 4) приводит к образованию вместо глинистых минералов кварца и сульфатов.

Отмеченные причины вызывают сопутствующие аргиллизации окварцевание и опализацию, гематитизацию и пиритизацию, карбонатизацию, альбитизацию, адуляризацию, цеолитизацию, серицитизацию какой-либо части ореола аргиллизированных пород. Сопутствующее гидротермальному глинистому метасоматозу минералообразование обусловлено относительной «закрытостью» линейных ореолов аргиллизации. В открытых, хорошо промываемых растворителем метасоматических системах, например в корах выветривания, сопутствующее глинистому метасоматозу минералообразование проявляется реже, либо выражается в форме более «продвинутого» метасоматоза — в образовании гидроокислов.

Необходимо специально рассмотреть взаимоотношение аргиллизированных пород со вторичными кварцитами и пропилитами, так как многие исследователи включают аргиллизированные породы в состав этих метасоматических образований.

Аргиллиты и вторичные кварциты

Кислые эффузивные породы, гидротермально измененные в агрегат глинистых минералов и кварца и ассоциирующие с нацело окварцованными породами, обычно относятся ко вторичным кварцитам.

Высокоглиноземистые минералы вторичных кварцитов — андалузит и корунд — являются высокотемпературными и, вероятно, образуются в гидротермальную или пневматолитовую стадию, предшествующую аргиллизации. Например, в случае, описанном Г. В. Ициксон (1956), андалузит образуется в ранний период гидротермальной деятельности в прикровельной части интрузии; впоследствии андалузит замещается глинистыми минералами. И. П. Ратман и Г. В. Александров (1965) обнаружили андалузитовые метасоматиты в эндо- и экзоконтактах интрузий диоритов и гранитов. В некоторых случаях андалузит и корунд, слагающие внутреннюю зону, замещаются более низкотемпературными серицитом и диаспором. Таким

образом, в этих случаях андалузит является минералом приконтактового ореола высокотемпературной стадии изменения пород. К такому же выводу приходят исследователи других районов (Власов, 1964; К. С. Зубрилина, 1966 г.). Обращает на себя внимание тот факт, что андалузитсодержащие породы Коунрадского месторождения, являющиеся, по данным Н. И. Наковника (1963₁, 1964), внутренней фацией вторичных кварцитов по эффузивным породам, расположены в прикровельной части интрузии гранодиорит-порфиров и гидротермальное глинистое изменение по отношению к ним является, вероятно, более поздним.

С другой стороны, такие минералы вторичных кварцитов, как кварц, алунит, диаспор, теснейшим образом связаны с аргиллизированными эффузивными породами. Диаспор образуется, например, при аргиллизации известняков (Lovering, Shepard, 1960).

Широко распространены вторичнокварцитовые «сульфатарные шляпы» над ореолами аргиллизированных пород сульфидных месторождений. Примером пространственных соотношений аргиллизированных пород и вторичных кварцитов являются измененные породы Беганского барит-полиметаллического месторождения в Закарпатье (см. главу 4). Более глубокий ореол аргиллизированных туфов имеет симметричную боковую зональность, сульфатарная шляпа вторичных кварцитов — вертикальную зональность. От поверхности до глубины 50 м залегают монокварциты, сменяющиеся далее по вертикали кварц-каолинит-алунитовыми породами, которые в свою очередь подстилаются каолинизированными породами. Близ нижней границы сульфатарной шляпы в барит-сульфидных жилах встречается диаспор в ассоциации с кварцем и алунитом. На соседнем Береговском полиметаллическом месторождении наблюдаются такие же соотношения: на поверхности залегают монокварциты, под ними алунитизированные и каолинизированные породы до глубины около 200 м. Под шапкой этих пород около полиметаллических жил вскрыты окварцованные и адуляризированные породы, сменяющиеся в сторону от жил измененными породами со значительным количеством глинистых минералов, в распределении которых наблюдается симметричная горизонтальная зональность.

Площадное развитие вторичных кварцитов сульфатарной шляпы и ее вертикальная зональность обусловлены режимом резко возрастающей по вертикали кислотности вследствие окисления H_2S до серной кислоты вблизи поверхности в условиях высокой активности кислорода. Вместе с тем ореол вторичных кварцитов контролируется разрывными нарушениями. По раствороподводящим трещинам алунит прослеживается до значительно большей глубины, чем вдали от них (вплоть до верхней части полиметаллических руд на Беганском месторождении). Золотоносная кварц-алунитовая центральная зона в аргиллизированных породах месторождения Голдфилд в Неваде (США) является, вероятно, частью размытой сульфатарной шляпы. Площадное развитие алунитизированных и окварцованных пород

в пространственной связи с узкими зонами аргиллизации известны в районе Мэрисвейл, США (Kerr e. a., 1957).

В рудных полях малосульфидных месторождений во вторичных кварцитах обычно отсутствует зона алунизированных пород и их ореол состоит из верхней зоны окварцованных пород и нижней зоны каолинизированных пород. Под вторичными кварцитами находятся линейные ореолы аргиллизированных пород с симметричной боковой зональностью. Такие соотношения измененных пород наблюдаются на Балейском золоторудном месторождении (Елеева и Русинова, 1969).

Аргиллизиты и пропилиты

По определению Н. И. Наковника (1954, стр. 87), «пропилиты — это продукты гидротермального изменения в неглубокой зоне преобладающе основных и средних, главным образом вулканогенных пород, возникающие часто в связи с формированием рудных тел и жил». Д. С. Коржинский (1948 г., 1955, 1960 г., 1961) понимает под пропилитизацией гидротермальное зеленокаменное изменение пород вулканогенных формаций в пределах полей проявления магматической деятельности и выделяет высокотемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые), среднетемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые) и низкотемпературные (хлорит-карбонатные) пропилиты. Эти парагенезисы пропилитов образуются соответственно в гиабиссальных, субвулканических и приповерхностных условиях.

Содержание термина «пропилит» и изменение смысла этого понятия рассмотрено М. М. Василевским (1966), пришедшим к выводу, что под пропилитизацией следует понимать региональный дорудный гидротермальный метаморфизм средних и основных пород вулканогенных формаций.

Тезис о региональности средне-низкотемпературной пропилитизации не обоснован и базируется на работах, не ставивших целью тщательное изучение эффекта изменения. Пропилитизация отмечалась главным образом в крупных рудных полях, где при большом количестве сближенных разрывных нарушений и жил остаются лишь единичные блоки неизмененных пород. По традиции сильные изменения вблизи трещин и жил, выраженные часто осветлением пород, называются околотрещинными (околорудными), а эффект слабого изменения (собственно пропилитизации) — площадным, так как внешние хлоритсодержащие зоны изменения основных пород всегда более обширные, чем ореолы сильного изменения. При этом степень однородности эффекта пропилитизации обычно не оценивается.

Пропилитизация пород является дорудной в такой же степени, как и продукты раннего периода аргиллизации. Имеются наблюдения, свидетельствующие о синхронности пропилитизации и аргиллизации пород. В районе месторождения Кэстл Доум отмечена разная устойчивость биотита при аргиллизации и пропилитизации (Peterson e. a., 1946). Во внешней пропилитовой зоне измененных монцонитов биотит всегда замещен (редко нацело) хлоритом

с примесью эпидота, тогда как в соседней более внутренней зоне глинистого изменения биотит часто свежий и даже слабое замещение его или плагиоклаза хлоритом наблюдается редко, в породе вообще нет эпидота и кальцита. Изменение биотита в пропилитах и свежесть его в аргиллизированных породах нельзя объяснить, если исходить из предположения о том, что глинистое изменение наложено на предшествующее ему пропилитовое.

Исследователи, проводившие детальное картирование аргиллизированных пород в других районах, отмечают, что пропилитизация пород проявляется локально, как внешняя зона ореолов аргиллизации (Kerr, 1950; Burnham, 1962). Примером локального проявления пропилитового эффекта являются измененные породы среднетемпературного месторождения Карибу в Передовом хребте, США (Wright, 1954). Пропилитизация в штоке монцонита выражается в образовании хлорита, эпидота, кальцита и пирита по темноцветным минералам и проявляется в зоне мощностью от нескольких сантиметров до 0,6 м, сменяясь, с одной стороны, неизменными породами, а с другой — аргиллизированными.

В рудных полях, сложенных кислыми и основными породами, выявляется генетическая общность продуктов пропилитового и собственно глинистого изменения пород, так как: а) эффект пропилитизации и глинистого изменения неоднороден на участках с разной степенью рудонасыщенности и мощностью ореолов; в узких ореолах как пропилитизированные, так и аргиллизированные породы переходят в неизмененные; б) эффекту пропилитизации в основных породах соответствует монтмориллонитовое изменение в кислых породах на безрудных участках и гидрослюдяно-монтмориллонитовое или гидрослюдяное на рудоносных участках; в) глинистое изменение, характерное для внешних зон ореолов, может проявляться столь же регионально, как и изменение во внешних зонах основных пород (пропилитизация).

Некоторые геологи называют пропилитами весь комплекс измененных пород, если в их внешней зоне присутствуют хлорит, карбонаты, пирит. Т. В. Иваницкий (1959 г.) называет пропилитами породы с гидрослюдой, каолинитом и монтмориллонитом, а Г. М. Власов (1965) относит к пропилитовой формации измененные породы Балейского золоторудного месторождения, где пропилитизированные породы вообще неизвестны. Подобных примеров много.

Разногласия в отнесении качественно одинаковых по минеральному составу пород к разным формациям объясняются тем, что исследователи следуют известному правилу: продукты низко-среднетемпературного изменения кислых эффузивов — вторичные кварциты, основных — пропилиты вне зависимости от состава внутренних и промежуточных зон ореола измененных пород, который может быть одинаковым в кислых и основных породах. Минералы, считающиеся характерными для пропилитового парагенезиса (альбит, карбонаты пирит, хлорит), столь же обычны для аргиллизированных пород.

Альбитизация плагиоклаза во внешних зонах ореолов аргиллизации производна от глинистого изменения и выражается в образовании футляровидных монокристаллов альбита с ядром из глинистых минералов. В одних случаях в альбитовом футляре глинистые минералы ассоциируют с карбонатами и хлоритом (например, с шамозитом на участке Первом), в других случаях, как, например, в аргиллизированных породах месторождения Большой Шаян в Закарпатье, в футляре заключен каолинит-монтмориллонитовый, каолинитовый или каолинит-кristобалитовый агрегат. Карбонаты содержатся в глинистом веществе внешних и промежуточных зон почти любого разреза аргиллизированных пород; при аргиллизации основных пород их образуется больше, так как катионная часть карбонатов заимствуется из материнских пород.

Реальный состав дисперсной части минеральных ассоциаций пропилитов обычно не соответствует традиционным представлениям о нем. Хлорит почти всегда ассоциирует с монтмориллонитом, часто с некоторым количеством каолинита, смешанно-слоиных минералов и гидрослюда. Нередко оказывается, что минерал из внешней части ореолов измененных пород, принимавшийся ранее за хлорит, является смешанно-слоиным минералом типа хлорит-монтмориллонит или хлорит-вермикулит, что подчеркивает генетическую общность обычных глинистых минералов и хлорита. Обнаружен также смешанно-слоиный хлорит-каолинит (G. W. Brindley, F. H. Gillery, 1954 г.), принимавшийся ранее за дафнит. Хлорит-вермикулит является главным новообразованием в пропилитовой зоне измененных пород месторождения Голдфилд (Harvey, Beck, 1962). Он найден также в аргиллизированных андезитах и монцонитах в рудном районе Кочити, шт. Нью-Мексико, США (Bundy, Murray, 1959). Интересно сообщение Т. С. Лавринга и А. О. Шепард (Lovering, Shepard, 1960) об аргиллизации в зоне контакта кварцевых латитов и доломитов. Во внешней части аргиллизированных доломитов развиваются смешанно-слоиный монтмориллонит-хлорит и хлорит в ассоциации с каолинитом, а во внешней зоне измененных латитов обнаружены гидрослюда, смешанно-слоиный гидрослюда-монтмориллонит и небольшое количество хлорита. Таким образом, гидрослюдяно-монтмориллонитовому изменению в латитах соответствует хлорит-монтмориллонитовое в доломитах.

Тщательный анализ взаимоотношений минералов в измененных по типу пропилитизации андезитах района Кочити свидетельствует о том, что эпидот и хлорит в псевдоморфозах по плагиоклазу образуются одновременно с монтмориллонитом, а возможно, и позже его. Опережающее хлорит образование монтмориллонита и гидрослюда отмечается и в пропилитах Токайских гор (Szeky-Fux, 1965). К. В. Барнхэм (Burnham, 1962) рассматривает подобные пропилиты как внешнюю зону «глинистой фации», аргументируя это следующими данными: 1) пропилитовое изменение, сопутствующее аргиллизации, всегда проявляется локально, а не регионально; 2) поля устойчивости эпидота, хлорита, монтмориллонита и каолинита близки

к совпадению; 3) химические особенности пропилитового и глинистого изменений сходны.

В большинстве известных случаев несомненно, что породы, называемые средне-низкотемпературными пропилитами, являются внешней зоной ореолов аргиллизированных пород среднего — основного состава, имеют во многом общий минеральный состав с аргиллизированными породами и формируются одновременно с ними. Высоко-среднетемпературные пропилиты (эпидот-хлорит-биотитовая ассоциация), вероятно, предшествуют главному периоду глинистого изменения.

Аргиллизиты и средне-низкотемпературные околожильные метасоматиты

Многие сопутствующие глинистым метасоматические минералы локализуются около жил. Распространенными сопутствующими аргиллизации прижильными изменениями пород являются окварцевание и окремнение, карбонатизация, альбитизация, адуляризация, серицитизация, хлоритизация, пиритизация и гематитизация. Окварцевание и гематитизация внутренней части ореола глинистого изменения описаны в разделе о Верхне-Олекминском рудном поле, адуляр-кварцевые метасоматиты — как внутренние часть ореола аргиллизированных пород Береговского месторождения, альбитизированные породы — во внутренней, рудовмещающей части аргиллизированных пород редкометального рудного поля, обогащение карбонатами характерно для внутренней части ореолов аргиллизации основных пород.

Встречающиеся иногда во внутренних, околожильных зонах аргиллизированных пород минералы группы алуниита представляют собой, вероятно, «корни» уничтоженной эрозией сольфатарной шляпы. На месторождении Голдфилд сольфатарная шляпа вторичных кварцитов местами сохранилась, была она, по-видимому, и на месторождении Большой Шаян, во внутренней зоне аргиллизированных пород которого содержится небольшое количество ярозита. На Беганском месторождении по разрывным нарушениям алуниит прослеживается до глубины более 250 м. Присутствие минералов группы алуниита во внутренних зонах аргиллизированных пород обычно свидетельствует о небольшой величине эрозионного среза.

Соотношения аргиллизированных пород с наиболее известными по литературным материалам околорудными метасоматитами — березитами, «серицитизированными», хлоритизированными породами во многом еще не ясны; нет уверенности в том, что в более внешних частях ореолов этих метасоматитов нет гидротермально-метасоматических глинистых минералов.

В минералогической практике «серицитом» обычно называется мелкочешуйчатый мусковит, тогда как исследователи рудных месторождений именовали серицитом и дисперсные агрегаты светлых слюдоподобных калийсодержащих минералов околорудных пород,

в большинстве случаев являющихся глинистой гидрослюдой. Часто не указывается, является ли «серицит» гидрослюдой или тонкочешуйчатым мусковитом. В публикациях по аргиллизированным породам серицитом условно называется относительно крупночешуйчатый минерал, оптически напоминающий мусковит и замещающий глинистые агрегаты во внутренней части ореола аргиллизации. В средне-низкотемпературных ореолах аргиллизированных пород (Передовой хребет, шт. Бьютт, США) слюдоподобный минерал, называемый серицитом, образуется вблизи жил; «...серицит как будто пронизывает и замещает глинистые агрегаты в виде тонких жилок и почти не образуется каким-либо другим путем» (Sales, Meyer, 1950, стр. 267).

В ранних сообщениях (В. Линдгрэн, 1901 г., Т. S. Lovering, 1933 г.) метасоматическая алюмосиликатная составляющая околорудных пород этих месторождений, содержащих также карбонаты и пирит, называлась серицитом, а породы — серицитизированными. Впоследствии в околорудных породах Передового хребта было выявлено следующее: а) в некоторых ореолах серицит слагает только внутреннюю зону, во внешней части ореолов развит гидротермальный глинистый метасоматоз (Lovering, 1941); б) минерал, описанный Т. С. Лаврингом как серицит, по последним данным является гидрослюдой (Bonogino, 1959; Tooker, 1963); в) на золоторудных, полиметаллических месторождениях ореолы аргиллизированных пород образуют ряд от существенно монтмориллонит-каолинитовых с мало-мощной центральной зоной гидрослюды через ореолы со сквозным развитием гидрослюды-монтмориллонита или гидрослюды до ореолов гидрослюдяного состава от внутренних зон до внешних. С этих позиций ореолы сплошной околорудной «серицитизации» пород можно рассматривать как случай максимального рудосопровождающего преобразования каолинит-монтмориллонитового ореола, выражающийся в гидрослюдизации (средне-низкотемпературный вариант) или серицитизации пород (высоко-среднетемпературный вариант).

В крупном поле аргиллизированных пород (см. главу 7) наблюдается непрерывный ряд ореолов, в составе которых происходит последовательное увеличение доли гидрослюдяного компонента от безрудных каолинит-монтмориллонитовых до наиболее рудонасыщенных гидрослюдяных (см. рис. 73). В ореолах сплошной гидрослюдизации (от рудного тела до внешней зоны включительно) породы, содержащие маловодные формы гидрослюды, именовались некоторыми исследователями березитами.

Во многих публикациях эффузивные породы, преобразованные в околорудном ореоле в гидрослюду с примесью пирита и карбонатов, называются березитами, хотя по составу и условиям формирования такие метасоматиты имеют мало общего с березитами Березовского рудного поля на Урале. Эталонные березиты являются высоко-среднетемпературными метасоматитами, и главный компонент этих пород — серицит — является мусковитом. Как отмечают Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская (1947 г.), режим березитизации по существу соответствует режиму грейзенизации и был обособлен

в ранге самостоятельной стадии, следующей за грейзенизацией, условно.

Эталонные листвениты, существенно серицитовые породы, являются аналогами березитов в ультраосновных породах. В последнее время термин лиственит применяется и по отношению к низкотемпературным метасоматитам, в частности, не содержащим серицита (М. А. Кашкай и Ш. А. Аллахвердиев, 1965 г.). По данным Г. А. Саркисяна (1966), листвениты кварц-талк-карбонатного состава около золотоносных сульфидных жил в серпентинизированных ультрабазитах являются аналогами аргиллизированных габброидов. На алтайских месторождениях ртути помимо собственно лиственитов в ореолах изменения ультраосновных пород образуются синхронные лиственитам зоны глинистого изменения (Кузнецов, Щербань, 1962). Сульфидные жилы в ультрабазитах Югославии приурочены к ореолам аргиллизированных серпентинитов, в которых выделены зоны: галлуазитовая, каолинитовая, гидрослюдяная, монтмориллонитовая (волконскоитовая). Все глинистые минералы этого ореола являются хромсодержащими; хром компенсирует недостаток алюминия в структурах глинистых минералов. Образование этих ореолов связано с внедрением молодых интрузий гранитного состава (Maksimović, Crnković, 1968). Хромсодержащий гидротермально-метасоматический каолинит образуется совместно с магнетитом, кварцем и пиритом при замещении серпентинита в околорудном ореоле ртутного месторождения Маунт-Джексон, шт. Калифорния (F. V. Henderson, 1969 г.).

Эти материалы свидетельствуют о том, что в аргиллизацию могут быть вовлечены и ультрабазиты. Ультраосновные породы аргиллизуются в том случае, если растворы содержат алюминий, выщелоченный из алюмосиликатных пород по пути их фильтрации. Аргиллизация карбонатных пород наблюдается лишь в тех случаях, когда вступающие в карбонатную среду растворы содержат глинозем и кремнезем, а при гидрослюдизации и калий, заимствованные из нижележащих алюмосиликатных пород. Если растворы содержат преимущественно кремнезем, то в тех же температурных условиях происходит серпентинизация и сапонитизация (замещение магнезиальным монтмориллонитом) доломитов, а также и известняков, если в растворах есть магний.

Аргиллизиты и карбонатиты

Карбонатиты образуются за счет щелочных и ультраосновных пород под действием щелочных и углекислых растворов в гипабиссальных и субвулканических условиях в температурном интервале 600—100° С. В относительно низкотемпературных доломит-анкерит-сидеритовых карбонатитах обычны хлорит, гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, вермикулит, цеолиты (А. И. Гинзбург и др., 1958 г., А. А. Кухаренко, 1966 г., Т. Тацуо, 1965 г.), являющиеся

гидротермально-метасоматическими. Закономерности пространственного распределения глинистого вещества в карбонатитах не изучались.

МЕСТО АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД СРЕДИ ОКОЛОРУДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Д. С. Коржинский (1955) выделил два структурно-геологических типа полей аргиллизированных пород, рассматривающихся как продукты кислотного выщелачивания: 1) аргиллизированные породы сольфатарной фации (верхняя субвулканическая — Коржинский, 1961); 2) околожилльные аргиллизированные породы. Аргиллизированные породы сольфатарной фации противопоставляются вторичным кварцитам субвулканической фации, а последние рассматриваются как аналоги грейзенов в субвулканических условиях.

В сводной работе по гидротермально измененным породам (Жариков, Омеляненко, 1965) аргиллизированные породы помещены в группу продуктов послемагматических метасоматических процессов стадии выщелачивания гранитоидной формации, т. е. кислотной стадии, с подразделением на сольфатарные и околожилльные (гидротермальные). Сольфатарная аргиллизация рассматривается как процесс приконтактового выщелачивания в приповерхностных условиях. Гидротермальная аргиллизация отличается от сольфатарной, как полагают авторы, четким контролем тектоническими нарушениями и менее кислой реакцией растворов в отличие от сернокислых с низкими значениями рН, вызывающих сольфатарную аргиллизацию.

Выделение среди минеральных фаций и аргиллизированных пород только кварц-каолиновых и каолинит-алуниновых соответствует традиционному отнесению процесса аргиллизации к стадии выщелачивания, которая «характеризуется общим выщелачиванием, выносом всех оснований из пород, компенсиремых обычно осаждением кварца (иногда карбонатов и, возможно, других минералов)» (Жариков, Омеляненко, 1965, стр. 145). Ни в этой, ни в более ранних работах Д. С. Коржинского и этих исследователей, развивающих представления о синхронной зональности, не выделялось сопряженное с формированием жил преобразование метасоматитов стадии выщелачивания, замещение их гидрослюдами, хлоритом, полевыми шпатами. Позднее Б. И. Омеляненко (1970) пришел к выводу о том, что в пределах ореола измененных пород необходимо выделять ранние метасоматические парагенезисы и поздние, развивающиеся по ранним и сопровождающиеся рудоотложением. Г. М. Власов (1965) рассматривает аргиллизированные породы как фацию вторичных кварцитов, как продукты только кислотной стадии метасоматоза. Аргиллизация около мезотермальных жил Передового хребта США и меднопорфировых месторождений называется «грейзеновой». В противовес ей выделяется сольфатарная аргиллизация на сольфатарных полях в молодых вулканических областях.

Г. М. Власов выделяет «серицитовую фацию» грейзенов в центральной части ореолов аргиллизированных пород, которая является, по его мнению, отличительной особенностью «грейзеновой аргиллизации».

Ю. В. Казицын (1966) рассматривает аргиллизированные породы как самостоятельную формацию, причем в эту формацию объединяет только ореолы глинистого изменения с внутренней каолиновой зоной, прилегающей к жилам. Ореолы глинистого изменения пород с внутренними гидрослюдяной, серицитовой, адуляровой и другими зонами объединены в формацию оксеталитов. При этом к аргиллизированным породам относятся только продукты кислотной стадии, называемой поздней.

Объединяющим мотивом в построениях этих авторов является постулат о формировании аргиллизированных пород только в кислотный период метасоматоза, с развитием синхронной зональности, в которой минералы-новообразования в последовательности от внутренних зон к внешним образуют ряд понижающейся устойчивости к действию кислот. Однако в рудных районах ореолы аргиллизированных пород с зональностью кислотного периода (дорудной) относительно редки, чаще встречаются ореолы с сопряженным эффектом кислотного выщелачивания и последующего щелочного метасоматоза, выражающегося в развитии как глинистых, так и не глинистых минералов щелочной и нейтральной сред. Ореолы с разным количественным соотношением продуктов дорудного (кислотного) и рудосопровождающего (щелочного) метасоматоза обычно составляют неразрывное сообщество, объединяемое в некоторых случаях изоморфной рудосопровождающей минеральной серией. При этом ореолы разного состава пространственно обособляются, в результате чего поле аргиллизированных пород приобретает квазизональное строение: во внешних краях поля преобладают ореолы дорудного состава, в наиболее рудонасыщенной центральной части — ореолы с синхронной рудосопровождающей ассоциацией, в промежуточной части поля аргиллизированных пород — ореолы с комбинированным эффектом дорудного и рудосопровождающего метасоматоза.

Одним из примеров сообщества фаций аргиллизированных пород является поле аргиллизированных пород (см. главу 7). Ореолы гидрослюдяной фации этого поля по составу пород близки к березитам, каковыми они обычно и называются. Однако гидрослюдяная фация, в породах которой отсутствуют характерные для аргиллизитов каолинит и монтмориллонит, через серию ореолов со смешанно-слоистыми минералами гидрослюда-монтмориллонит связаны с дорудной каолинит-монтмориллонитовой фацией, что свидетельствует о генетическом единстве всех ореолов этого рудного поля, состав которых отражает разную интенсивность рудосопровождающего преобразования ассоциаций периода кислотного выщелачивания.

Очевидно, нецелесообразно разделять подобные сообщества метасоматитов на две формации, одной из которых соответствовала бы аргиллизация кислотного периода в чистом виде, а другая отражала бы также и кислотно-основную эволюцию процесса. Трудно

согласиться и с мнением Г. М. Власова о том, что аргиллизированные породы являются лишь частью сообщества метасоматитов, называемого у нас вторичными кварцитами. Образование сольфатарных вторичных кварцитов, состоящих из монокварцитов (опалитов), алунизированных пород и каолинизированных пород с пиритом, связано со «вторичной» кислотностью растворов, обусловленной окислением у поверхности сероводорода до серной кислоты (Набоко, 1966). Вряд ли справедливо поэтому заключение, что аргиллизированные породы создаются теми же процессами кислотного выщелачивания, что и вторичные кварциты. Ранее отмечалось, что сольфатарные вторичные кварциты являются продуктом только кислотного выщелачивания, тогда как рудовмещающие аргиллизированные породы формируются не только в процессе кислотного выщелачивания, но и следующего за ним щелочного метасоматоза.

Аргиллизация пород на глубине не всегда сопровождается образованием вторичных кварцитов у поверхности. При изменении пород основного состава вторичные кварциты не образуются в существенных количествах, а доминирующим продуктом изменения на поверхности являются аргиллизированные породы с цеолитами во внешних зонах, как это наблюдается, например, в базальтах Исландии, и вряд ли целесообразно объединять эти породы со вторичными кварцитами.

По мнению Г. М. Власова, американские исследователи называют аргиллизированными породами тот комплекс измененных пород, который выделен у нас Н. И. Наковником как формация вторичных кварцитов. Разные наименования этого комплекса вызваны, как полагает Г. М. Власов, тем, что американские исследователи изучали молодые продукты кислотного выщелачивания и уделили больше внимания глинистым минералам. Достаточно бегло просмотреть работы Н. И. Наковника и американских исследователей по этому вопросу, чтобы убедиться, что это не так. Н. И. Наковником описаны обширные поля преимущественно окварцованных и высокоглиноземистых пород, образующихся в приповерхностных условиях, а первое описание аргиллизированных пород относится к ореолу мощностью около 1—2 м около мезотермальных жил, образовавшихся по мнению всех исследователей этих месторождений на глубине не менее 1—1,5 км. Несколько позже американские геологи выявили аргиллизацию пород на меднопорфировых месторождениях с таким эрозионным срезом, где уже не было метасоматических ассоциаций, характерных для приповерхностной части измененных пород Коунрадского месторождения, а углубление Коунрадского карьера позволило Н. И. Наковнику обнаружить под приповерхностной шляпой вторичных кварцитов иные минеральные ассоциации, выделенные им как фация аргиллизированных пород. С другой стороны, Г. М. Власов в 50-х годах отнес к «молодым вторичным кварцитам» измененные породы Чемпуринского месторождения ртути на Камчатке, выделив среди них «монокварцевую фацию», представляющую собой рудовмещающую метасоматическую

кварцевую жилу, не обратив внимания на то, что измененные породы этого месторождения по своему составу, зональности, рудоносности и форме ореола имеют мало общего с породами, называемыми Н. И. Наковником вторичными кварцитами.

Следовательно, при определении соотношений аргиллизированных пород с родственными метасоматитами необходимо опираться на ряд выводов.

1. Аргиллизация пород происходит в любой геологической обстановке, обеспечивающей следующие условия послемагматического метасоматоза: а) алюмосиликатный состав пород (преимущественно кислого — основного состава), либо привнос алюминия и кремния растворами в силикатную (ультрабазиты) или карбонатную среду; б) умеренно кислые гидротермы с температурой ниже 400°C ; в) возможность удаления части экстрагированного из пород вещества на поверхность, что соблюдается при гипабиссальном и приповерхностном уровне метасоматоза.

2. По отношению к магматическим массам — генераторам гидротерм аргиллизация проявляется от перимагматического до телемагматического уровней.

3. Процесс аргиллизации претерпевает эволюцию от кислотного выщелачивания в предрудный период через щелочной рудосопровождающий метасоматоз до ревыщелачивания в завершающий период. По соотношению продуктов кислотного и щелочного метасоматоза выделяются ореолы: а) с метасоматитами периода кислотного выщелачивания; б) с метасоматитами периода щелочного метасоматоза; в) промежуточного состава.

4. Аргиллизация пород может проявляться: а) в чистом виде (во всех зонах резко преобладают глинистые продукты; б) с сопутствующим производным неглинистым минералообразованием во внутренних зонах; в) как составная часть метасоматического процесса, охватывающего более широкий, чем свойственно аргиллизации, диапазон температур, давлений и кислотности растворов.

5. Степень «гидротермальности» метасоматоза может быть выражена с помощью гидроксил-показателя. Главнейшие типоморфные минералы гидротермальных метасоматитов — слоистые, цепочечные силикаты и некоторые другие — разделяются на три генетические группы по количеству гидроксильных ионов в элементарной ячейке: а) моно-дигидроксильные, свойственные грейзеновому процессу и высокотемпературной пропильтизации; б) дигидроксильные + октагидроксильные, характерные для среднетемпературной пропильтизации; в) октагидроксильные + минералы с межслоевой и цеолитной водой, характерные для аргиллизированных пород. Дисперсный хлорит из аргиллизированных пород представляет собой по существу смешанно-слоистый минерал хлорит-монтмориллонит, так как часть бруситового слоя в его структуре замещена молекулами воды.

Таким образом, аргиллизированные породы являются существенно глинистыми (по составу новообразований) средне-низкотемпературными околорудными метасоматитами ранней кислотной и после-

дующих стадий послемагматической гидротермальной деятельности в гипабиссальных и приповерхностных условиях разнообразных структурно-геологических зон. Аргиллизация проявляется в породах кислого, среднего, основного и ультраосновного состава на всех возможных уровнях удаления от магматических тел порожденных ими растворов и сопряжена с концентрацией разнообразных полезных ископаемых высоких, средних и низких температур образования во внутренних частях ее ореолов. Процесс аргиллизации — это средне-низкотемпературный (<400° С) послемагматический гидротермальный метасоматоз, выражающийся в образовании глинистых минералов в периоды ранней кислотной, щелочной и поздней кислотной стадий эволюции растворов (иногда только ранней кислотной).

В основу систематики аргиллизированных пород положена динамическая модель метасоматического процесса, отражающая минералообразование дорудного, рудосопровождающего и послерудного

Таблица 21

Схема интеграции метасоматитов гидрослюдяной фации

Серия	Ступень	Зонаграмма
Монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяная (МКГ) по кислому туфу	А	$\frac{1}{50} \frac{(M)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{2}{10} \frac{(M > K)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{3}{5} \frac{K_{ст. пл}}{кв}$
	Б	$\frac{1}{50} \frac{(M)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{2}{10} \frac{(M > K)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{3}{3} \frac{K_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{4}{2} \frac{(K > G)_{ст. пл}}{кв}$
	В	$\frac{1}{50} \frac{(M > GM)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{2}{10} \frac{(GM > K)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{3}{5} \frac{(K \cong G)_{ст. пл}}{кв}$
	Г	$\frac{1}{50} \frac{(GM)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{2}{10} \frac{(GM > G)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{3}{5} \frac{(G)_{ст. пл}}{кв}$
	Д	$\frac{1}{20} \frac{(GM)_{ст. пл}}{кв} \quad \frac{2}{45} \frac{(G)_{ст. пл}}{кв}$
Е	$\frac{1}{65} \frac{(G)_{ст. пл}}{кв}$	
Хлорит-монтмориллонит-каолинит-гидрослюдяная (ХМКГ) по туфу основного состава	А'	$\frac{1}{25} \frac{(X)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{20} \frac{(M)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{3}{2} \frac{(K)_{ст. пи}}{-}$
	Б'	$\frac{1}{25} \frac{(X)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{20} \frac{(M > GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{3}{2} \frac{(K > GM)_{ст. пи}}{-}$
	В'	$\frac{1}{25} \frac{(X)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{20} \frac{(GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{3}{2} \frac{(GM > G)_{ст. пи}}{-}$
	Г'	$\frac{1}{10} \frac{(X)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{45} \frac{(x \cong GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{3}{22} \frac{(GM \cong G)_{ст. пи}}{-}$
	Д'	$\frac{1}{5} \frac{(X < GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{10} \frac{(GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{3}{32} \frac{(G)_{ст. пи}}{-}$
	Е'	$\frac{1}{3} \frac{(GM)_{ст. пи}}{-} \quad \frac{2}{44} \frac{(G)_{ст. пи}}{-}$
	Ж'	$\frac{1}{47} \frac{(G)_{ст. пи}}{-}$

Семейства аргиллоидов и соотношений их с родственными метасоматитами

Федерация	Семейство	Мощность * ореола, м	Гидроксил-показатель	Анионы в растворе	Породы—эдукты								
					Кислые и средние	Средние и основные	Ультраосновные		Карбонатные				
							Привнесенные раствором катионы						
					±K, Mg, Fe	±K	Al, K	—	Si, Al, K, Mg	Si, Mg, Al			
Аккадиперсоиды	Сольфатаргиты	100—500	(ОН) ₂₋₈ +H ₂ O (межслоевая, цеолитная, капиллярная)	(руды окислов, карбонатов, фторидов) (сульфидные руды)	SO ₄ ²⁻ > Cl ⁻ > CO ₃ ²⁻	Кварц (опал)-алуниит-каолинитовые (24, 25, 26)	Не известны						
						Кварц (опал)-каолинит-монтмориллонитовые (22, 23)	Не известны						
	Кварц (опал)-каолинитовые (19, 20)	Монтмориллонит-цеолитовые (21)				Не известны		Дорудные (?) рудосопровождающие фации: гидрослюдавая (18)	Не изучены				
	Дорудные [M] < [K]: [X] ≅ [M] < [K]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая, шамозитовая, гидрослюдавно-адуляровая, гидрослюдавно-альбитовая, гидрослюдавно-хлоритовая (9, 10, 11, 12, 13, 14)	Дорудные [M] < [K]; [X] ≅ [M] < [K]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая, шамозитовая, гидрослюдавно-адуляровая, гидрослюдавно-альбитовая, гидрослюдавно-хлоритовая (9, 10, 11, 12, 13, 14)				Дорудные [X, Ц] ≅ [M, Ц] ≫ [K]; [X] < [M] ≫ [K]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая, хлоритовая (15, 16)	Галлуазит-нонтроит-серпентинитовые метасоматиты (?)	Околотрещинные метасоматиты: серпентинитовой формации (лизар-)	Метасоматиты серпентинитовой				
Низкотемпературное линейное	50—500	10—250	(ОН) ₂₋₈ +H ₂ O (межслоевая, цеолитная, капиллярная)	(руды окислов, карбонатов, фторидов) (сульфидные руды)	Cl ⁻ > SO ₄ ²⁻ > CO ₃ ²⁻	Дорудные [M] < [K]; [Pr, X] ≅ [M] < [K]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая, серицитовая (1, 2, 3, 4)	Дорудные [Pr, X] ≅ [M] > [K]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая (5), хлоритовая	Дорудные [Bk] < [KCr]; рудосопровождающие фации: гидрослюдавая (6)	лит-хризотил-антигоритовые, сапонит-талк-серпентинитовые (7)	Дорудные: [M] ≅ [K] рудосопровождающие фации: гидрослюдавая (8)	формации и сапонитовые		
						Серицитолиты, березиты, калишпат-серицитовые, калишпат-биотитовые метасоматиты	Хлорит-серицит-эпидитовые и актинолит-хлорит-эпидитовые пропилиты	Листвениты, талк-биотит-хлорит-актинилитовые метасоматиты	Тальк-антофиллитовые метасоматиты	Тальк-пиррофиллит-серицитовые метасоматиты	Тальк-сапонит-серпентинитовые метасоматиты		
Грейзеноиды	Высокотемпературное	0—10				(ОН) _{0,5-2}	F ⁻ , Cl ⁻ , VO ₂ ⁻	Кварц-мусковит-полевошпатовые грейзены	Кварц-мусковит-биотит-полевошпатовые грейзены	Мусковит-маргарит-талковые метасоматиты	Тальковые метасоматиты	Флюорит-мусковит-маргарит-альбитовые метасоматиты	Тальк-карбонатные метасоматиты
Березитовиды	Высоко-средне-температурное	10—100				(ОН) ₂₋₈	Cl ⁻ , F ⁻ , CO ₃ ²⁻ , S ²⁻	Серицитолиты, березиты, калишпат-серицитовые, калишпат-биотитовые метасоматиты	Хлорит-серицит-эпидитовые и актинолит-хлорит-эпидитовые пропилиты	Листвениты, талк-биотит-хлорит-актинилитовые метасоматиты	Тальк-антофиллитовые метасоматиты	Тальк-пиррофиллит-серицитовые метасоматиты	Тальк-сапонит-серпентинитовые метасоматиты

В квадратных скобках указаны зоны в последовательности от внешних к внутренним; знаки ≅ указывают соотношения зон. Зоны: К—каолинитовая (KCl—хромсодержащий каолинит), М—монтмориллонитовая, Bk—волконскоитовая (с хромсодержащим монтмориллонитом), X—хлоритовая, Ц—цеолитовая, Пр—пропилито-глинистая. Цифры в скобках—местонахождения ореолов и полей ардиллизированных пород: 1—полиметаллические, урановые и вольфрамовые месторождения Передового хребта (США), 2—Бьютт, 3—молибденовые месторождения (Эндако, Канада), 4—меднопорфировые месторождения, 5—молибденовые месторождения (Забайкалье), 6—полиметаллические месторождения (Югославия), 7—Аппалачи (США), 8—Тинтик Стандарт (США), 9—халькозинные штокерки меднопорфировых месторождений, 10—редкометалльные месторождения, 11—урановые месторождения (Мэрисвэйл, США), 12—золото-серебросодержащие полиметаллические месторождения (Береговское, Беганское, Кочити), 13—золоторудные месторождения (Голдфилд, Балейское), 14, 15—месторождения ртути, 16—редкометалльные месторождения, 17—урановые месторождения (тип плато Колорадо), 18—свинцово-цинковые месторождения (Томпсон-Темперли), 19—Балейское золоторудное месторождение (Забайкалье), 20—Паужетское (Камчатка), 21—Рейкьявик (Исландия), 22—Уайракей (Новая Зеландия), 23—Хваргерди (Исландия), 24—кальдера вулкана Мевделева (о. Кунашир), 25—алуитовые месторождения Японии, 26—Береговское и Беганское полиметаллические месторождения (Закарпатье).

Двойной рамкой обוקруглены семейства аргиллоидов. Для родственных метасоматитов приведены лишь наиболее типичные ассоциации. * Указанные мощности справедливы для ореолов в кислых, средних и основных породах.

периодов. Исходным элементом систематики является понятие зоны — части ореола с отличающимся минеральным составом, включая реликтовые и образованные при метасоматозе, основой или началом которого является аргиллизация. Принципиальная схема интеграции метасоматитов на основе понятий ступени, серии и фации показана в табл. 21. Метасоматическая ступень тождественна варианту метасоматической колонки (частному полному разрезу ореола). Гамма переходов от дорудного варианта зональности (ступени) до предельного рудосопровождающего метасоматоза, когда по всей ширине ореола метасоматические продукты представлены только рудосопровождающей ассоциацией, объединяется в метасоматическую серию. Серии, образующиеся на основе разных по составу дорудных ступеней, но при одинаковых минеральных формах рудосопровождающего метасоматоза, объединяются в фацию; кроме того, все дорудные ступени, возникшие по породам разной основности, составляют дорудную фацию. Наименования фаций отражают рудосопровождающие преобразования в ореолах. Серии называются по составу дорудной и предельной рудосопровождающей ступеней. Родственное сообщество гидротермальных околотрещинных метасоматитов ранней (дорудной) аргиллизации, производного от аргиллизации минералообразования и последующего эволюционного преобразования их в периоды щелочного рудосопровождающего метасоматоза и ревыщелачивания, независимо от состава продуктов в эти периоды, называется формацией *аргиллоидов*. Среди аргиллоидов выделяются две группы метасоматитов: существенно глинистые породы — аргиллизиты и преобладающие неглинистые — эксаргиллизиты.

Генетические соотношения аргиллоидов с родственными метасоматитами показаны в табл. 22. Аргиллоиды и сопряженные с ними метасоматиты подразделяются на мезотермальное, эпитеермальное и телетермальное семейства по признакам, принятым для классификации вмещаемых ими месторождений. Сообщества метасоматитов генетически родственных формаций, различия в минеральном составе которых обусловлены химической контрастностью эдуктов или различиями в свойствах растворов при сходном температурном режиме, целесообразно объединить интегральным понятием более высокого ранга и называть их *федерацией*. Аргиллоиды, серпентинитсодержащие метасоматиты и сольфатарные метасоматиты входят в федерацию акваметасоматитов. Аналогично этому стандартные грейзены и тальк содержащие высокотемпературные метасоматиты также могут быть объединены в федерацию.

Низкотемпературные метасоматиты, образующиеся непосредственно у поверхности под действием сернокислых, галоидных и углекислых терм, выделены в семейство сольфатаритов, для которых показаны только продукты кислотного метасоматоза, так как о щелочном метасоматозе у поверхности, связанном с рудоотложением на глубине, сведений мало.

В классификационную схему не включены вторичные кварциты, объединяющие метасоматиты разных условий образования: прикон-

тактовые высокотемпературные безводные, высокотемпературные калишпат-биотитовые и пиррофиллитовые, аргиллизированные породы и сольфатарные метасоматиты. Такой пространственно совмещенный возрастной ряд метасоматитов разных условий образования, возникающий в геологически едином процессе и отражающий эволюцию метасоматоза с понижением температуры среды, целесообразно объединить термином *эволюта* (в данном случае вторично кварцитовая). Часто встречающаяся ассоциация ранних калишпатизированных и альбитизированных пород, грейзенов, аргиллизированных пород, а иногда и сольфатарных вторичных кварцитов также соответствует понятию метасоматической эволюты (грейзеновой). Эволюционный ряд метасоматитов какой-либо формации можно назвать *эвольвентой* с прибавлением названия формации, а эволюционный ряд метасоматитов тектоно-магматического цикла — метасоматической эвольвентой.

В классификационной схеме указаны также метасоматические комплексы — пространственно совмещенные сообщества метасоматитов сопряженных формаций.

Глава седьмая

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК РУД

Конечной целью исследования измененных пород является выявление петрографо-минералогических признаков, генетически наиболее тесно связанных с отложением руды, для использования их при поисках скрытых рудных тел. Как заметил Г. Шварц (Schwartz, 1955, стр. 302—302), «...геологи неохотно делают заключения относительно поисковых признаков даже при наличии превосходных исследований, позволяющих это сделать; ...в литературе об измененных породах обычно нет определенных выводов о поисковом значении изменений, даже если природа их описана с большими подробностями, ...обычно нет определенных утверждений о связи изменений с рудой, а даются самые общие рассуждения об этом». Детальное и целенаправленное изучение измененных пород позволяет обнаружить несомненную корреляцию между определенным типом изменения породы и рудой в данном районе. Примером может служить исследование, проведенное Т. С. Лаврингом в округе Тинтик, шт. Юта (Lovering, 1949).

Вывод о существовании прямой связи между гидротермальным глинистым изменением пород и рудоотложением и о пространственном совмещении этих процессов, который можно было бы сделать на основе вышеизложенных материалов, является односторонним. Имеется ряд месторождений гидротермально-метасоматических глин, в пределах которых рудная минерализация как будто бы неизвестна, хотя эти месторождения расположены в рудных районах. Таковы, например, галлуазитовое месторождение Фокс в шт. Юта, бентонитовое Гектор в шт. Калифорния, многие другие гидротермально-метасоматические месторождения каолинита и монтмориллонита, нерудоносные участки аргиллизированных пород Верхне-Олекминского рудного поля с пустыми кварцевыми жилами. Образование значительных по объему безрудных ореолов аргиллизированных пород свидетельствует о том, что аргиллизация не всегда сопряжена с рудообразованием. Вместе с тем нерудоносные ореолы аргиллизи-

рованных пород нередко являются лишь частью обширных полей аргиллизации с рудоносными блоками в том же эрозионном срезе или на глубине. Необходима, следовательно, оценка перспектив рудоносности каждого ореола аргиллизированных пород, основанная на выявлении метасоматических ассоциаций как рудосопровождающих, так и не сопряженных с рудоотложением, что в конечном счете сводится к анализу последовательности и геохимической сущности метасоматических процессов в ореолах аргиллизированных пород с разной степенью рудоносности.

СРАВНЕНИЕ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ УЧАСТКОВ

Сопоставляя рудоносные и безрудные аргиллизированные породы Верхне-Олекминского рудного поля (рис. 64), нетрудно заметить, с одной стороны, различия в минеральном составе измененных пород рудоносных участков — Первого и Второго с кварц-гематитовыми жилами, Пятого с убогой сульфидной минерализацией в кварцевых жилах — и безрудных участков Третьего, Четвертого, а с другой стороны, некоторые черты сходства измененных пород всех участков. Сравним внешние и внутренние зоны измененных пород этих участков.

Во внешних зонах на участках с кварц-гематитовыми жилами обычны магнезиальный шамозит, каолинит, монтмориллонит. Но магнезиальный шамозит и альбит в таких же количествах встречаются и на безрудных участках (участок Пятый) и, следовательно, эти минералы не имеют тесной генетической связи с процессом рудоотложения, так же как и зоны с каолинит-монтмориллонитовым составом псевдоморфоз по плагиоклазу, обнаруженные на всех участках. Таким образом, состав внешних зон не может быть использован для определения рудоносности участков аргиллизированных пород.

Внутренние зоны изменения, среди которых выделены каолинизированные, шамозитизированные и гидрослюдизированные породы, в свете выявленных закономерностей формирования зональности аргиллизированных пород представляют наибольший интерес при анализе связи между составом измененных пород и их рудоносностью, так как именно внутренние зоны должны подвергаться наиболее интенсивному воздействию рудообразующего флюида. Каолинизированные породы обнаружены на всех участках аргиллизированных пород. Наиболее широко они развиты на безрудных участках Третьем, Четвертом, Пятом. В пределах рудных участков каолиновые зоны, как правило, маломощны и в большинстве случаев пространственно связаны с пострудными кварцевыми жилами и прожилками и являются, таким образом, наложенными на более раннее изменение. В данном случае каолинизированные породы не только не обнаруживают связи с рудными телами, но широкое распространение их на участке измененных пород является скорее неблагоприятным

признаком для нахождения кварц-гематитовых жил и даже кварцевых жил с убогой вкрапленностью сульфидов.

Измененные породы, содержащие гидрослюда в псевдоморфозах по плагиоклазу, очень редко встречаются на участках с кварц-гематитовыми жилами. Мало мощные (0,1—0,2 м) зоны гидрослюдазированных пород вскрыты около кварцевых жил с вкрапленностью

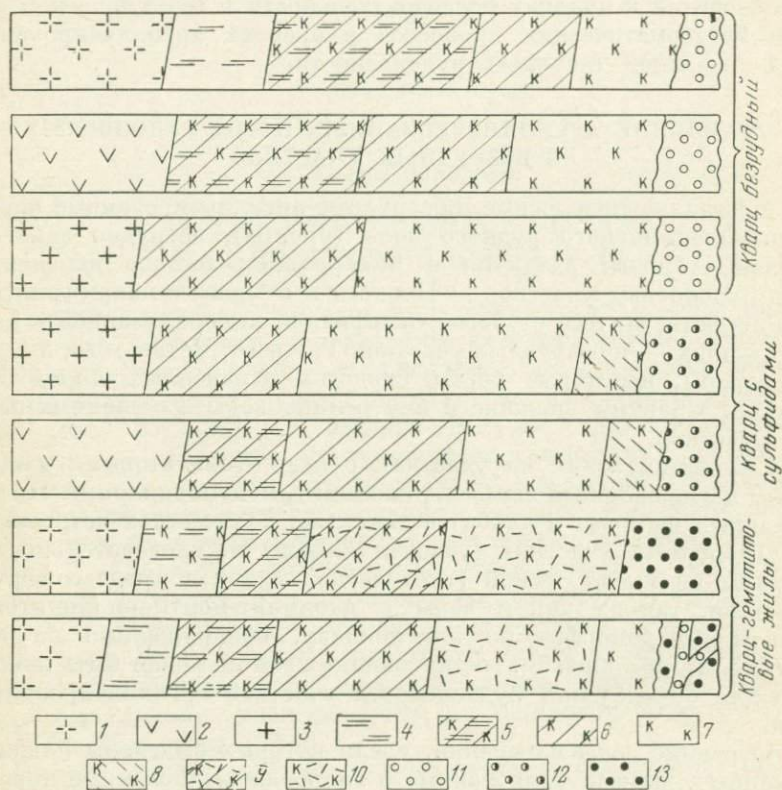


Рис. 64. Вариации зональности аргиллизированных пород Верхне-Олекминского района в зависимости от состава материнских пород и жил

1 — гранит-порфир; 2 — гранодиорит; 3 — гранит; 4—10 — типоморфные метасоматические ассоциации: 4 — шамозит магнезиальный, альбит, 5 — шамозит магнезиальный, монтмориллонит, каолинит, 6 — каолинит, монтмориллонит, 7 — каолинит, 8 — каолинит, гидрослюда, 9 — каолинит, монтмориллонит, шамозит железистый, 10 — каолинит, шамозит железистый; 11—13 — кварц: 11 — безрудный, 12 — с сульфидами, 13 — с гематитом

сульфидов и, вероятно, могут рассматриваться как признак сульфидной минерализации. Что же касается кварц-гематитовых жил, то только один минерал аргиллизированных пород — железистый шамозит — обнаруживает тесную пространственную связь с ними. Железистый шамозит встречается исключительно около кварц-гематитовых жил и отсутствует вблизи кварцевых жил, не содержащих гематита, даже в пределах рудоносных участков. Ширина ореола

железистого шамозита находится в прямой зависимости от мощности кварц-гематитовых жил.

Необходимо отметить одну важную особенность его взаимоотношения с кварцевыми жилами: обломки пород с железистым шамозитом встречаются в кварц-гематитовых жилах, но последние сами секутся тонкими жилками железистого шамозита. Следовательно, образование железистого шамозита в аргиллизированных породах несколько предшествует рудоотложению, сопровождает и завершает его.

В литературе почти нет материалов по сравнительной характеристике аргиллизированных пород рудоносных и безрудных участков. Р. Х. Сейлс и Ч. Мейер (Sales, Meyer, 1950) отмечали различия в минеральном составе измененных пород, оторачивающих энаргит-халькозин-борнитовые жилы в Бьютт и около нерудоносного сброса Блек Рокк. Около рудных жил ореол измененных кварцевых монцитов подразделяется на четыре зоны: внешнюю хлоритовую, промежуточные каолинит-монтмориллонитовую и каолинитовую и прирудную серицитовую. В хлоритовой зоне биотит и амфибол замещены хлоритом (в псевдоморфозах по амфиболу присутствуют еще карбонат и нонтронит), а в названии остальных зон отражен состав псевдоморфоз по плагиоклазу, определяющий зональность ореола изменения.

Приблизительная зонограмма измененных пород этого месторождения следующая:

$$\begin{array}{l} \text{кв. монцитонит} \\ \text{аф, пл, би, ор, кв} \end{array} 1 \frac{(\text{кб} > \text{x, п})_{\text{аф}} (\text{x})_{\text{би}}}{\text{би}', \text{пл, ор, кв}} 2 \frac{(\text{м} > \text{к} > \text{кб})_{\text{пл}} (\text{кб, x, п})_{\text{аф}}}{\text{пл}', \text{би, ор, кв}} \\ 3 \frac{(\text{к} \gg \text{кб})_{\text{пл}} (\text{к} > \text{x})_{\text{би}}}{\text{ор, кв}} 4 \frac{(\text{с})_{\text{би}} (\text{с} > \text{кв} > \text{п})_{\text{аф, пл, ор}}}{\text{ор}', \text{кв}} .$$

Сброс Блек Рокк по времени образования является внутрирудным. На поверхности зеркал скольжения блока встречаются примазки кальцита. Характер изменения пород вдоль этого неминерализованного сброса отражает, следовательно, воздействие растворов, не несущих рудных компонентов. По описанию Р. Х. Сейлса и Ч. Мейера, «глинистые минералы монтмориллонитового типа, сопровождающиеся небольшим, но весьма заметным количеством пирита, присутствуют во внешней темно-зеленой части зоны. Зеленого цвета породы осветляются в результате постепенного увеличения количества каолинита ближе к плоскости сброса. Однако изменение, сопровождающее сброс Блек Рок, отличается от такового вокруг рудоносных структур отсутствием серицитовой зоны между аргиллизированной оболочкой и каналом, подводящим растворы» (Sales, Meyer, 1950, стр. 266).

Некоторые данные по сравнительной характеристике рудоносных и безрудных участков аргиллизированных пород имеются в сообщениях об измененных породах плато Колорадо. По данным А. М. Абдель-Гаварда и П. Ф. Керра (Abdel-Gaward, Kerr, 1963),

близ Камерон (шт. Аризона) нерудоносные измененные породы формации Шинарамп имеют каолинитовый состав, а в околорудных измененных породах формации Чинл на поднятии Сан-Рафаэл наблюдается замещение каолинита и монтмориллонита гидрослюдой. Д. Р. Келли и П. Ф. Керр (Kelley, Kerr, 1957) обследовали 10 рудоносных и один безрудный участок глинистого изменения пород в районе Темпл-Маунтин. На нерудоносном участке наблюдалось каолинитовое изменение, на рудоносных появлялись новообразования гидрослюды. И в других, рассмотренных ранее случаях, в рудоносных измененных породах плато Колорадо установлено появление новообразований гидрослюд, хлоритов по сравнению с их неизменными аналогами.

Сопоставление состава и зональности измененных пород рудоносных и безрудных участков с глубоким эрозионным срезом позволяет сделать следующие выводы:

1) внешние зоны слабого изменения (хлоритовое, каолинит-монтмориллонитовое изменения) не всегда могут служить прямым признаком оруденения, так как они могут быть одинаковы на рудоносных и безрудных участках;

2) в рассмотренных случаях широкое развитие каолинизированных пород является отрицательным признаком для поисков руд (в дальнейшем мы увидим, что этот вывод не является универсальным);

3) признаком рудоносности ореола аргиллизированных пород может быть только часть слагающих его минералов: в Верхне-Олекминском рудном поле — железистый шамозит, в рудном поле Бьютт — серицит и гидрослюда, на плато Колорадо — гидрослюды, магнезиальные хлориты. Такие минералы, как железистый шамозит, гидрослюды, магнезиальные хлориты, образуются в щелочных условиях среды ($pH > 7$). Следовательно, необходимо выделять: а) дорудную аргиллизацию пород с метасоматическими ассоциациями периода кислотного выщелачивания; б) рудосопровождающую аргиллизацию (преобразование) пород в пределах ореола кислотного выщелачивания в условиях сдвига реакции растворов в сторону щелочных значений pH.

Т. С. Лавринг (Lovering, 1949, стр. 27—28) отметил, что «...рудные месторождения в аргиллизированных породах находятся лишь там, где проявились поздняя безрудная и продуктивная стадии...» (калиево-гидрослюдяное изменение); каолинит-монтмориллонитовое изменение «довулканических пород или монцонитов является благоприятным признаком на площадях, где вообще еще не найдено рудных тел, и неблагоприятным признаком, когда оно встречается при разведке в пределах рудных полей» (там же).

Разновременный характер минеральных ассоциаций природной зоны признается многими исследователями. По данным Г. Шварцца (Schwartz, 1953), последовательность событий в процессе изменения пород в Сан-Мануэл была следующей: «...ранняя фаза изменения была вызвана, совершенно очевидно, слабо кислыми раство-

рами... Период раннего выщелачивания сменился периодом привноса калия, в результате чего образовались гидрослюда и серицит...» (Schwartz, 1953, стр. 33, 34). Г. Д. Райт (Wright, 1954, стр. 140) отмечает, что «...серицит и глинистые минералы не образуются в какой-либо части измененной породы одновременно. Во всех случаях, когда возрастные соотношения между глинистыми минералами и серицитом четкие, серицит является более поздним минералом». А. М. Абдель-Гавард и П. Ф. Керр (Abdel-Caward, Kerr, 1963), реставрируя характер растворов, вызвавших изменение пород около рудных залежей плато Колорадо, находят, что вначале растворы были восстановительными и кислыми, а затем рН увеличилось до слабо щелочной реакции и образовались калийсодержащие глины.

Проведенные экспериментальные работы по растворению и синтезу рудных минералов свидетельствуют, что условия переноса и отложения рудного вещества в большинстве случаев контролируются величиной рН растворов. Как отмечает Д. С. Коржинский (1966), изменение кислотности растворов — несомненно главная причина рудоотложения. На основании работ А. Г. Бетехтина (1953 г.), Дж. Дж. Хемли (Hemley, 1953), Б. Н. Рыженко и Н. И. Хитарова (1961 г.), П. Б. Бартона (1960 г.), Г. Л. Барнса (H. G. Barnes, 1963 г.), А. А. Саукова (1961 г.), Н. И. Хитарова и Т. Н. Козинцевой (1962 г.), Н. Г. Тюрина (1963 г.), Б. Н. Мелентьева (1965 г.), Р. П. Рафальского (1966 г.), И. Л. Ходаковского (1966 г.), И. Л. Овчинникова и Д. С. Шляпникова (1966 г.), И. Н. Говорова и др. (1966 г.), Г. Хелгесона (1967 г.), Г. Л. Барнса, Г. К. Чаманского, П. Б. Бартона и Б. Дж. Скиннера (Геохимия гидротермальных рудных месторождений, 1970) можно сделать вывод о том, что сульфиды неустойчивы в кислых растворах и применительно к геологическим условиям сульфидных гидротермальных месторождений перенос свинца, цинка, меди, серебра и многих других металлов возможен в кислых и щелочных растворах. Для рудоотложения предпочтительна щелочная обстановка, каталитическое влияние оказывают сдвиг реакции растворов в сторону кислотности, охлаждение, адиабатическое расширение, смешение с метеорными водами, реакции раствора с боковыми породами.

Сдвиг реакции растворов в сторону щелочной вызывают внутренние перегруппировки в растворе, присутствие KCl и NaCl, распад комплексных соединений металлов с освобождением групп OH^- при понижении температуры (А. М. Масалович, 1970 г.). Значения рН растворов из жидких включений в гидротермальных минералах, приводимые в сводке Э. Роддера, из глубоких термальных скважин и горячих источников рудных полей, суммированные А. Дж. Эллисом и Д. Е. Уайтом (Геохимия гидротермальных рудных месторождений, 1970), в большинстве своем на единицу ниже или на две единицы выше нейтрального значения. Совокупность этих данных показывает, что рудоотложение в ореоле измененных пород происходит в нейтральных — щелочных условиях и так как рудные

флюиды содержат К, Na, Mg, Fe, оно должно сопровождаться щелочным алюмосиликатным метасоматозом в ореоле предрудного кислотного выщелачивания.

СОСТАВ ПРИРУДНЫХ ЗОН АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Во многих случаях природная зона имеет каолинит-гидрослюдяной или каолинит-серицитовый состав, причем серицит характерен для среднетемпературных месторождений. Картирование измененных пород месторождений меднопорфировых руд Запада США (Peterson *et al.*, 1946; Kerr, 1950, 1951; Schwartz, 1947, 1953; Leroy, 1954) выявило тесную связь руды с ореолами глинистого изменения пород, а внутри их — с каолинит-гидрослюдяной ассоциацией (месторождения Кэстл Доум, Санта-Рита, Силвер-Белл).

Соотношения серицита с гидрослюдой и отношение обоих минералов к рудоотложению имеют важное значение. Во многих случаях серицитовое изменение предшествует аргиллизации пород, в других случаях серицит образуется вблизи жил в условиях наиболее высоких температур из растворов с более кислой реакцией, чем гидрослюды, образование которых происходит преимущественно в среде с

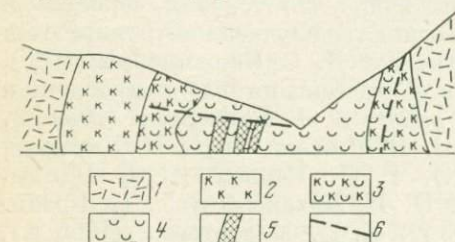


Рис. 65. Зональность аргиллизированных пород месторождения Бнели-Хеви. По В. Г. Гогшвили (1960)

1—4 — зоны измененных пород: 1 — пропилитовая; 2 — каолинитовая; 3 — каолинит-гидрослюдяная; 4 — гидрослюдяная; 5 — рудные жилы; 6 — разрывные нарушения

нейтральной и щелочной реакцией. Пространственные соотношения рудных тел и зон измененных пород на месторождении Санта-Рита показывают далеко не безразличное отношение рудной стадии к этим двум минералам. Рудные тела тесно связаны с гидрослюдизированными породами. В тех участках рудного поля, где породы подверглись послерудному каолинит-серицит-кварцевому изменению, содержание меди снижается до непромышленного.

Тесная связь гидрослюды природной зоны измененных пород с рудой наблюдается также на среднетемпературных полиметаллических, вольфрамовых и золоторудных (золотосодержащий пирит) месторождениях Передового хребта, на среднетемпературных урановых месторождениях батолита Боулдер, на близповерхностном полиметаллическом месторождении Бнели-Хеви (рис. 65) в Грузинской ССР (Гогшвили, 1960), на урановых жильных и стратиформных месторождениях плато Колорадо, на золоторудных и золото-серебряных приповерхностных месторождениях различных Трайонов, на месторождениях киновари и других металлов (Волостных, 1963, 1969). В измененных породах этих месторождений почти всегда

выявляется более раннее образование каолининовой зоны и последующее замещение ее гидрослюдяной зоной.

Если и не всегда есть уверенность в том, что гидрослюды этих зон образовались при воздействии на каолинизированные породы растворов со щелочной реакцией, то бесспорны два момента: 1) гидрослюды образовались под действием растворов, содержащих К, иногда Fe^{2+} и Mg, т. е. тех элементов, которые почти всегда присутствуют в рудоносных гидротермальных растворах; 2) смена каолинита гидрослюдой свидетельствует о сдвиге реакции растворов в сторону менее кислых и щелочных значений, наиболее благоприятных для отложения рудного вещества.

Рудосопровождающие гидрослюды различных по составу месторождений отличаются, вероятно, друг от друга по полиморфным модификациям и составам, но каких-либо данных по этому вопросу нет. В рудном поле Бьютт отмечены различия в составе измененных пород около разных жил. В центральной меднорудной части рудного поля ореол измененных окolorудных пород состоит из внутренней зоны окварцованных пород и зоны сплошной серицитизации. Глинистое изменение, проявляющееся около жил и иногда отсутствующее, по составу продуктов и взаимоотношению с серицитизированными породами является, возможно, внутрирудным или послерудным.

Состав окolorудных пород в промежуточной медно-цинковой части рудного поля и во внешней цинк-марганцевой считается одинаковым, отмечается лишь уменьшение размеров ореолов и мощности внутренней зоны около сфалерит-родохрозитовых жил. Внешние части ореолов в обоих случаях состоят из монтмориллонитовой и каолининовой зон, а жилы обрамляются «серицитовой» зоной¹ (R. H. Sales, C. Meyer, 1948 г.).

Помимо гидрослюды в природных зонах аргиллизированных пород встречаются глинистые хлориты, отражающие более щелочную обстановку рудоотложения, чем в ореолах с гидрослюдизированной природной зоной. Примерами могут быть железистый шамозит Верхне-Олекминского района, магнезиальный хлорит полиметаллической части разреза Беганьского месторождения и др.

Зоны сплошной альбитизации и адуляризации в центральных, природных частях ореолов глинистого изменения образуются, вероятно, в еще более щелочных условиях. Многие приповерхностные золотые и золото-полиметаллические жилы залегают среди адуляризированных пород, которые в свою очередь обрамляются обширным ореолом глинистого изменения. Так, золото-полиметаллические жилы Береговского месторождения (Закарпатье) оторочены зоной кварц-адуляровых метасоматитов по туфам, а в следующей зоне к адуляру присоединяется гидрослюда. Приуроченность адуляра к более внутренней, природной зоне, а гидрослюды — к более внешним

¹ Методы определения состава дисперсных продуктов, применявшиеся в 40-х годах, уже не соответствуют современным требованиям, и состав продуктов «серицитовой» зоны у разных жил может оказаться разным.

зонам может быть объяснена, в соответствии с экспериментами Дж. Дж. Хемли и В. Р. Джонеса (Hemley, Jones, 1964), более щелочной реакцией растворов вблизи рудоподводящего канала, а также максимальным значением отношения $Si : Al$ в растворе, о чем свидетельствует одновременная ассоциация кварц + адуляр. Подобные соотношения в распределении по разрезу измененных пород адуляра и гидрослюда наблюдаются и на золоторудных месторождениях района Бая-Маре (Урдя, Радулеску, 1965).

Примером существующих трудностей в выделении рудосопровождающих ассоциаций могут служить материалы об измененных породах кварц-молибденитовых жил. Опыты А. С. Михайлова (1962 г.) показывают, что молибден может переноситься в кислых растворах в виде катионных групп, а в щелочных растворах — в виде анионных и групп с сульфат-ионами. Л. А. Арутюнян и Э. Э. Хуршудян (1966 г.) синтезировали молибденит из щелочных растворов с концентрацией молибденита 10—50 г/л ($pH = 8-12$) в температурном интервале аргиллизации, но для переноса Mo^{2+} более благоприятна кислая среда (Н. И. Хитаров и др., 1967 г.). В зависимости от реакции растворов, в которых осуществляется перенос и осаждение молибдена, минеральный состав природной зоны измененных пород может быть разным. На Шахтаминском месторождении кварц-молибденовых жил, по данным В. Д. Пампуры и Г. Г. Афоной (1964), встречаются два варианта разрезов аргиллизированных пород: 1) с внутренней природной зоной глауконита; 2) с внутренней зоной кварц-каолинитового состава, которая ближе к жиле сменяется зоной полного окварцевания. Авторы не рассматривают причину таких перемен в минеральном составе природных зон. Возможно, что кварц-каолинитовое изменение пород связано с пострудной стадией, выразившейся в образовании жил пострудного халцедоновидного кварца.

Ю. В. Казицын (1965) в измененных породах этого же месторождения выделяет зону каолинизации, серицитизации и окремнения около кварц-карбонатных жил с молибденитом, галенитом, сфалеритом и пиритом. За каолинит-серицитовыми со сванбергитом породами в сторону от жил следует зона гидрослюда с каолинитом. Однако даже по работам трех исследователей трудно установить, какой из минералов — гидрослюда или каолинит — характеризует обстановку рудоотложения на молибденовых месторождениях.

В другом описанном Ю. В. Казицыным (1962) случае аргиллизации на молибденовом месторождении к рудной жиле прилегает каолинитовая зона, за которой расположена зона гидрослюдяного изменения. Жила брекчирована и сцементирована поздним халцедоновидным кварцем, с которым, возможно, связано образование околорудной каолинитовой зоны.

Вышеприведенные разрезы с прижильной зоной каолинизации, сменяющейся в сторону от жилы гидрослюдизированными породами, сходны по своему строению с зональностью аргиллизированных пород около жил с минералами щелочной среды образования, ослож-

ненной пострудным кислотным метасоматозом. Известны подобные забайкальским молибденовые месторождения с обычной последовательностью глинистых продуктов в ореоле аргиллизированных пород. На месторождении Эндако в провинции Британская Колумбия (Канада), приуроченному к батолиту порфировидных гранитов юрского возраста, вдоль рудоносных зон смятия и разломов наблюдается интенсивная каолинизация и более тесно связанная с рудой гидрослюдизация гранитов (Stephens, 1965), причем отмечается прямая связь между интенсивностью оруденения и количеством гидрослюды в аргиллизированных породах. Сходство этого месторождения с забайкальскими молибденовыми подчеркивается широким проявлением в гранитах высокотемпературного калиевого метасоматоза, предшествующего аргиллизации.

Имеющиеся материалы по аргиллизированным породам около жил с минералами кислой среды образования показывают существенные отличия от вышерассмотренных. Минералами, для отложения которых благоприятна кислая реакция растворов, являются метациннабарит, марказит, смайтит, барит, флюорит, пирит, настуран (последние образуются также и в щелочной среде).

При значительном содержании железа в растворе пирит, мельниквит, пирротин образуются в щелочной, нейтральной и слабо кислой среде, а марказит и смайтит — в кислой (Д. Ф. Королев, С. Ф. Козеренко, 1965 г.). Недавние исследования Н. Е. Учаймешвили (1965 г.) и эксперименты С. Д. Малинина (1965 г.) подтвердили образование барита из кислых гидротермальных растворов. Г. Л. Пиотровский (1958) определил, что для отложения киновари благоприятна щелочная реакция растворов, а для метациннабарита — кислая. К такому же выводу пришел впоследствии Б. В. Мерлич (1963). В соответствии с этим марказит-метациннабаритовые рудные тела месторождения Большой Шаян в Закарпатье обрамляются зоной аллофановидов с каолинитом и каолинизированными гранодиорит-порфирами, а киноварные жилы той же глубинности других месторождений — гидрослюдизированными породами.

Зависимость минерального состава измененных пород от состава вмещающих рудных тел очевидна на Беганьском барит-полиметаллическом месторождении в Закарпатье, характерного гипогенной вертикальной зональностью. Верхняя баритовая часть жил (0—150 м) залегает среди окварцованных, каолинизированных и алуинизированных липаритовых туфов, а около нижней полиметаллической части залежи вскрыты хлоритизированные и гидрослюдизированные туфы, сменяющиеся в сторону от жил каолинизированными туфами с примесью гидрослюды.

В аргиллизированных породах, вмещающих жилы с минералами щелочной среды образования, природный ореол может быть каолинитовым или каолинит-алуинитовым. Это может отражать либо обстановку, переходную к сольфатарной шляпе, либо проявление послерудной кислотности, локализованной около жил. В районе Кочити (США) известны два сорта ореолов аргиллизированных пород. На

месторождении Лоун Ста внутренняя зона имеет каолинит-гидрослюдяной состав, а на месторождении Сан к руде примыкает диккитовая зона, сменяющаяся в направлении от рудного тела каолинит-гидрослюдяной зоной. В. М. Банди и Г. Г. Муррей (Bundy, Murray, 1959, стр. 346) отмечают, что «...аномалии в зональной последовательности глинистых минералов тесно связаны с присутствием жильной зоны с брекчий; ...диккит, который находится в зоне наиболее интенсивного изменения, найден только в зоне жильной глины», т. е. диккитовая зона является, возможно, продуктом проявления послерудного кислотного выщелачивания гидрослюдяной зоны.

На киноварном месторождении Чемпура к руде обычно примыкает зона гидрослюдяного изменения, но с рудными жилками ассоциирует диккит, имеющий, по-видимому, такое же происхождение, как и в районе Кочити.

На месторождении Голдфилд (шт. Невада) в рудной зоне широко распространен алунит, являющийся более поздним, чем гидрослюда природной зоны. Возможно, что часть золота этого месторождения, ассоциирующая с пиритом, отложилась из кислых растворов. Н. Г. Тюрин (1966 г.) получил пирит с тонкодисперсным золотом из кислых растворов. Однако зональность аргиллизированных пород этого месторождения такая же, как и на месторождениях с гидрослюдяным рудосопровождающим метасоматозом.

Преобразование природной шамозитовой зоны в каолинитовую в послерудный период отмечалось для Верхне-Олекминского района.

Рассмотрение зависимости минерального состава природной зоны от состава рудных тел позволяет сделать ряд предварительных выводов: 1) в большинстве случаев рудосопровождающее изменение пород выражается в образовании гидрослюд и глинистых хлоритов; 2) на приповерхностных золоторудных и золото-полиметаллических месторождениях природная зона измененных пород имеет нередко гидрослюдяно-адуляровый состав; 3) около рудных тел с минералами кислой среды в природной зоне отсутствуют новообразования щелочной среды, и она имеет обычно каолинитовый и каолинит-кварцевый состав; 4) под действием послерудных кислых растворов рудосопровождающие метасоматические ассоциации могут быть частично замещены каолинитом или кварц-каолинитовым агрегатом (рекаолинизация).

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ РУДОСОПРОВОЖДАЮЩЕГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД ОТ ИХ РУДОНОСНОСТИ

В литературе нет сведений о зависимости состава аргиллизированных пород от количества залегающей в них руды. Анализ такой зависимости проведен для аргиллизированных пород редкометалльного рудного поля, расположенного в пределах грабена, выполненного потоками эффузивов с прослоями осадочных пород, штоками сиенитов и экструзиями липаритов. Рудное поле образовано серией

ореолов аргиллизированных пород, осевыми плоскостями которых являются крутопадающие разрывные нарушения. Ореолы аргиллизациии вдоль таких нарушений проходят через весь стратиграфический разрез, прослеживаясь более чем на 500 м по вертикали (рис. 66). По степени рудоносности ореолы подразделяются на безрудные, с бедными, рядовыми и богатыми рудами. От центра рудного поля к его внешнему краю количество руды в ореолах аргиллизированных пород постепенно уменьшается вплоть до появления безрудных ореолов.

Ореолы аргиллизированных пород подразделяются в общем случае на три части: 1) внешнюю слабо измененных пород, 2) промежуточную осветленную, 3) внутреннюю, прилегающую к рудным телам или разломам. Минеральный состав всех частей ореола различен

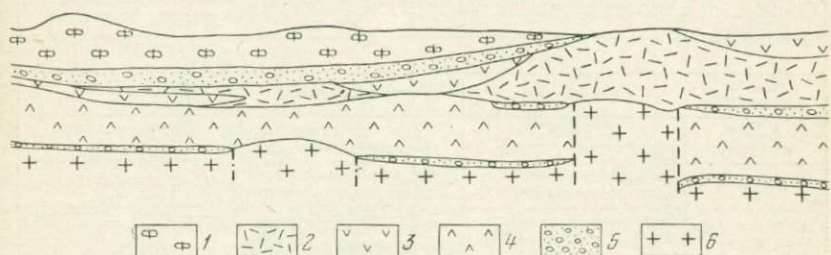


Рис. 66. Схематический разрез от края рудного поля к его центру

1 — фельзиты; 2 — дациты; 3 — андезитовые порфириты; 4 — андезиито-базальты; 5 — конгломераты; 6 — граниты фундамента

на участках с разной степенью рудоносности и в большей мере зависит от количества заключенной в ореоле руды, чем от состава исходных пород.

Зависимость состава аргиллизированных дацитов от степени их рудоносности. Минеральный состав аргиллизированных дацитов коррелируется с количеством руды в ореоле измененных пород (рис. 67). Все первичные компоненты дацита, за исключением кварца, изменены. Строение псевдоморфоз во всех ореолах одинаковое. Псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза состоят из альбитовых футляров с глинистыми ядрами, во внутренних зонах плагиоклаз часто нацело замещен глинистыми агрегатами. Псевдоморфозы по биотиту состоят из лейкоксеновой «рубашки» и глинисто-карбонатного или глинистого ядра, а пироксен замещен карбонат-лейкоксен-глинистыми или лейкоксен-глинистыми агрегатами. В основной фельзитовой массе породы тип псевдоморфизации такой же, но выявляется он только при больших увеличениях.

Ореолы с разной степенью рудоносности различаются главным образом составом глинистой части породы¹ (рис. 68, 69). В безрудных

¹ Состав глинистой части пород определен на основе 350 рентгеновских анализов, характеризующих ореолы на полную ширину в 15 сечениях с разной степенью рудоносности.

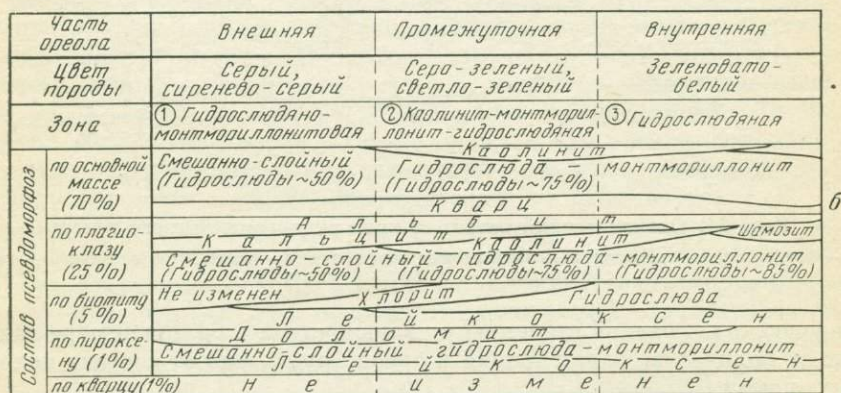


Рис. 67. Состав псевдоморфоз в зонах аргиллизированных дацитов с бедными (а), рядовыми (б) и богатыми (в) рудами

ореолах выделяются внутренняя каолинитовая, промежуточная каолинит-монтмориллонитовая и внешняя монтмориллонитовая зоны (рис. 70). Рудосопровождающее преобразование измененных в дорудный период пород в данном случае выражается в калиевом (гидрослюдяном) и железистом (шамозитовом) метасоматозе.

Минеральные формы гидрослюдяного метасоматоза образуют непрерывный ряд от почти чистого монтмориллонита через смешанно-слоистые минералы с различными соотношениями гидрослюдяных и монтмориллонитовых слоев в их структуре до чистой гидрослюды и зависят от степени рудоносности ореолов.

На участках с бедными и рядовыми рудами рудосопровождающий гидрослюдяной метасоматоз выражается в замещении каолинита и монтмориллонита смешанно-слоистыми минералами, в которых количество гидрослюдяного компонента возрастает по мере приближения к рудным телам. При этом в ореолах с бедными рудами в промежуточной и центральной зонах сохраняется часть каолинита, количество которого

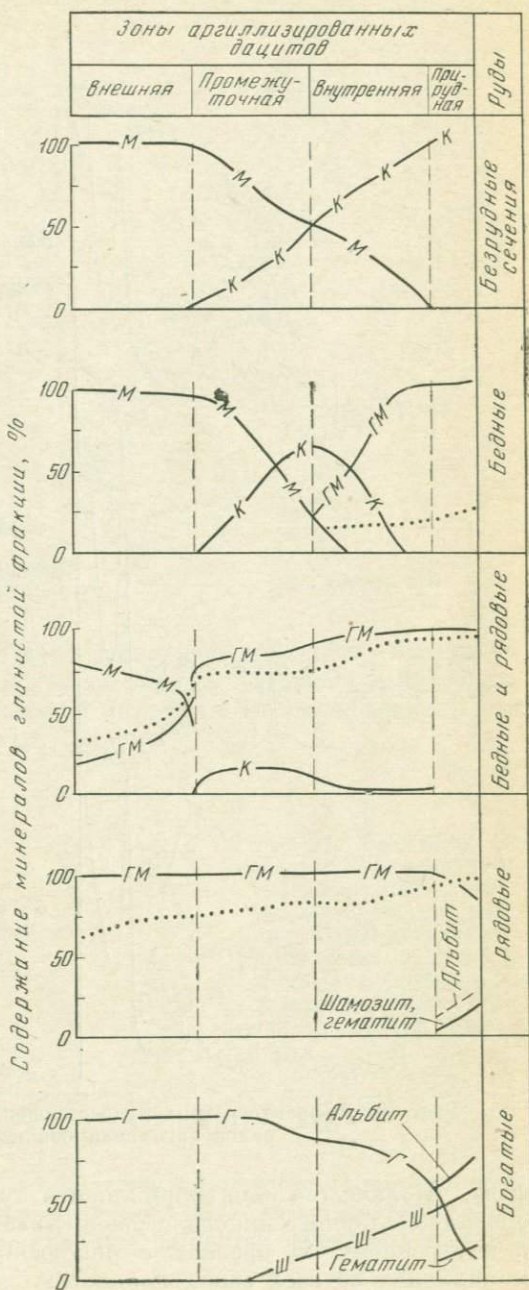


Рис. 68. Количественные соотношения глинистых минералов в зонах аргиллизированных дацитов на участках с разной рудоносностью. Точечной линией показано количество (%) гидрослюдяных слоев в смешанно-слоистом минерале

уменьшается от 15% в промежуточной зоне до следов в центральной; во внешней зоне наряду со смешанно-слоистым минералом гидрослюда-монтмориллонит присутствует монтмориллонит как самостоятельная

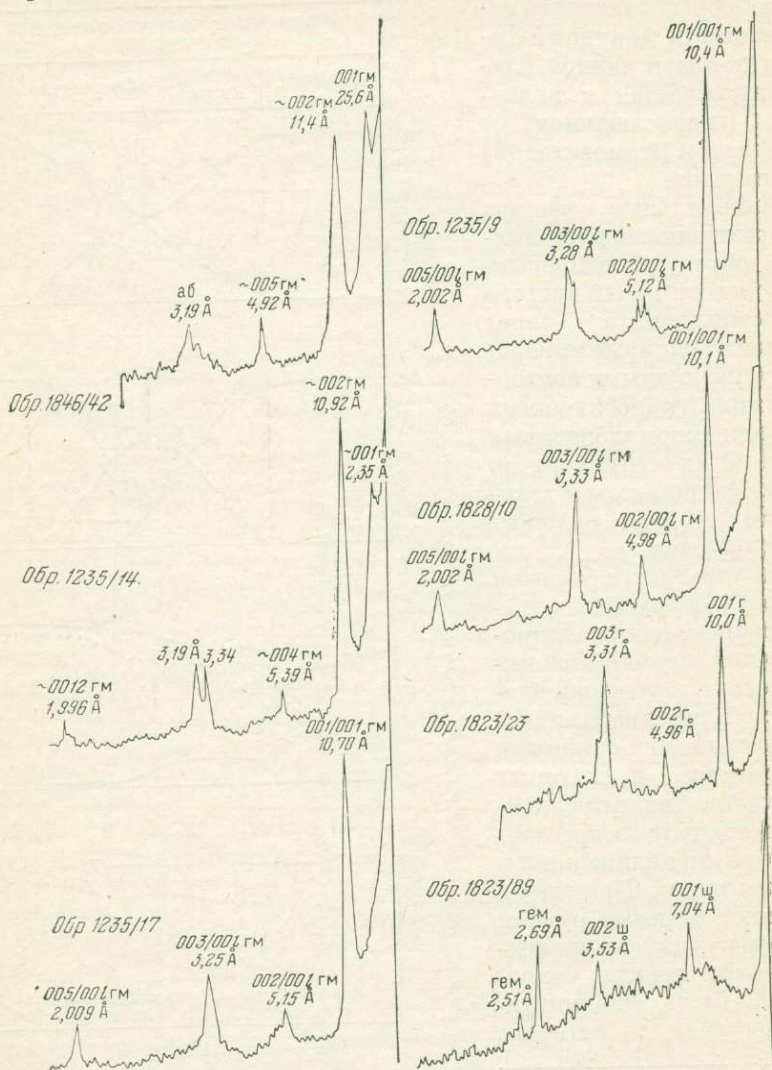


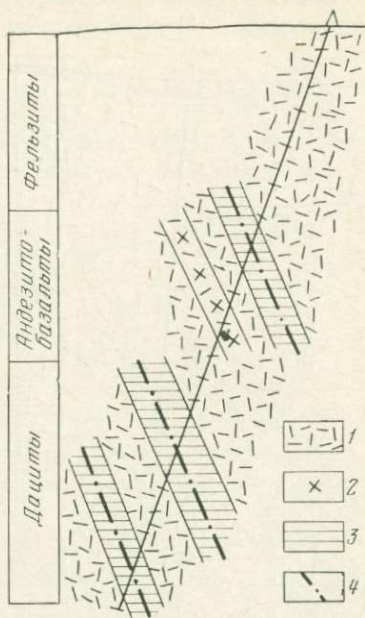
Рис. 69. Диффрактограммы рудосопровождающих глинистых минералов аргиллизированных дацитов

фаза. Количество монтмориллонита уменьшается, а количество смешанно-слоистого минерала увеличивается от внешнего края зоны к внутреннему. В ореолах с рядовыми рудами каолинит и монтмориллонит во всех зонах полностью замещены смешанно-слоистым

минералом гидрослюда-монтмориллонит. В природной части ореола, непосредственно прилегающей к рудным телам, наряду со смешанно-

Рис. 70. Зональность нерудноносных ореолов аргиллизированных дацитов и андезитов-базальтов

1—3 — зоны измененных пород: 1 — монтмориллонитовая, 2 — монтмориллонит-хлоритовая, 3 — монтмориллонит-каолинитовая; 4 — разрывные нарушения



слоистым минералом присутствует небольшое количество шамозита, кроме того, местами основная масса породы замещена тонкозернистым альбитом. Смешанно-слоистый минерал в преобладающей части

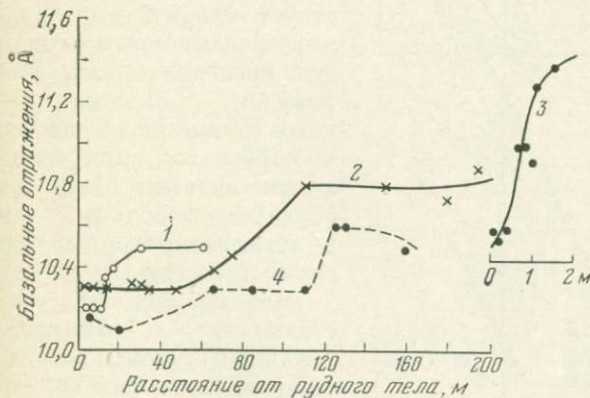


Рис. 71. Величины базальных отражений (001) смешанно-слоистых минералов в аргиллизированных андезитов-базальтах с рядовыми (1, 2) и бедными (3) рудами и в аргиллизированных дацитах с рядовыми рудами (4)

ореола аргиллизации содержит большее количество гидрослюдяных слоев, чем в ореолах с бедными рудами. Величины базальных отражений смешанно-слоистых минералов являются функцией расстояния до рудных тел (рис. 71).

В аргиллизированных дацитах (рис. 72), вмещающих богатые руды, гидрослюдяной метасоматоз достигает «насыщения» и единственным трехслойным глинистым минералом во всех зонах ореола является гидрослюда. Второй особенностью аргиллизированных дацитов с богатыми рудами является широкое развитие шамозита, вытесняющего гидрослюда в промежуточной и центральной зонах. В метасоматических рудных телах нередко наблюдается альбитизация основной массы.

Зависимость состава аргиллизированных андезито-базальтов от степени их рудоносности. В аргиллизированных андезито-базальтах наблюдается подобное вышеописанному изменение состава пород в зависимости от степени их рудоносности.

Повышенная по сравнению с дацитами основная андезито-базальтов отражается на составе продуктов их аргиллизации: во внешних зонах присутствует хлорит, в безрудных ореолах монтмориллонит преобладает над каолинитом, метасоматического глинистого вещества и карбонатов при изменении андезито-базальтов образуется больше, чем в аргиллизированных дацитах (рис. 73).

На безрудных участках ореолы аргиллизированных андезито-базальтов расчленяются на внешнюю монтмориллонит-хлоритовую зону, промежуточную монтмориллонитовую и внутреннюю монтмориллонит-каолинитовую с пре-

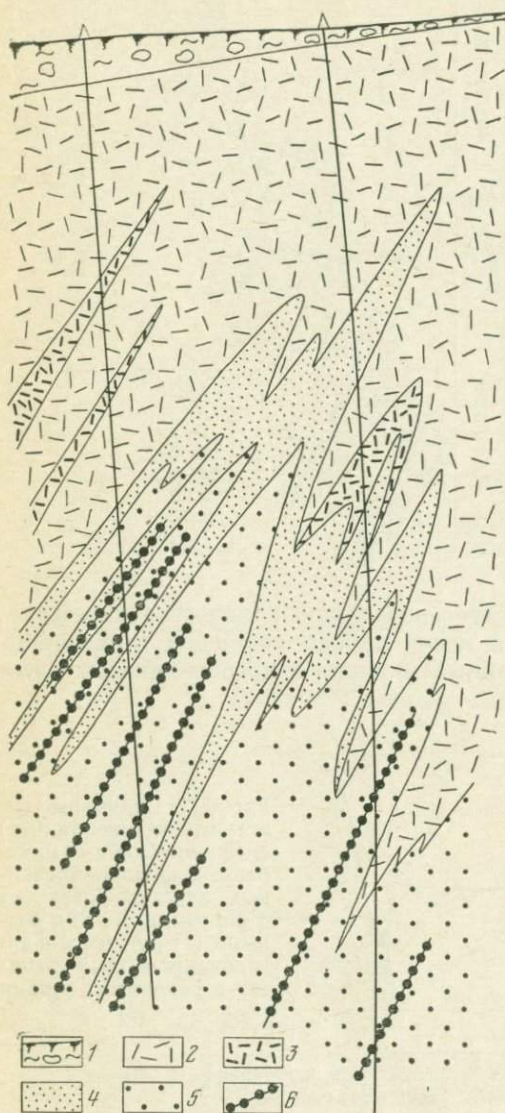


Рис. 72. Зональность ореола аргиллизированных дацитов

1 — делювий; 2—5 — зоны измененных пород: 2 — гидрослюдяная сиренево-серая, 3 — гидрослюдяная белая, 4 — шамозит-гидрослюдяная, 5 — гидрослюдяно-шамозитовая; 6 — рудные тела

обладанием монтмориллонита над каолинитом в большей части зоны и каолинита над монтмориллонитом вблизи трещин.

Рудосопровождающее преобразование каолинизированных и монтмориллонитизированных андезитов-базальтов выражается в калиевом гидрослюдяном метасоматозе. Как и в аргиллизированных дацитах, в измененных андезитов-базальтах наблюдается увеличение количества гидрослюдяных слоев в гидрослюде-монтмориллоните в центральной и промежуточных зонах по мере увеличения количества руды в ореоле. В упомянутых зонах рудоносных ореолов монтмориллонит отсутствует, в ореолах с богатыми рудами изредка отмечаются лишь следы каолинита.

Во внешних зонах рудоносных аргиллизированных андезитов-базальтов присутствует монтмориллонит, чего не наблюдалось в аргиллизированных дацитах. По мере увеличения степени рудоносности аргиллизированных андезитов-базальтов количество монтмориллонита возрастает, а хлорита уменьшается; параллельно с этим возрастает количество смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита во внешней зоне. Так как в дорудный период аргиллизации в андезитов-базальтах образуется в 2—4 раза больше глинистой массы, чем в дацитах, то при прочих равных условиях калиевый гидрослюдяной метасоматоз в андезитов-базальтах приводит к образованию смешанно-слоистых минералов с меньшей долей гидрослюдяных слоев в их структуре, чем в дацитах. Даже в аргиллизированных андезитов-

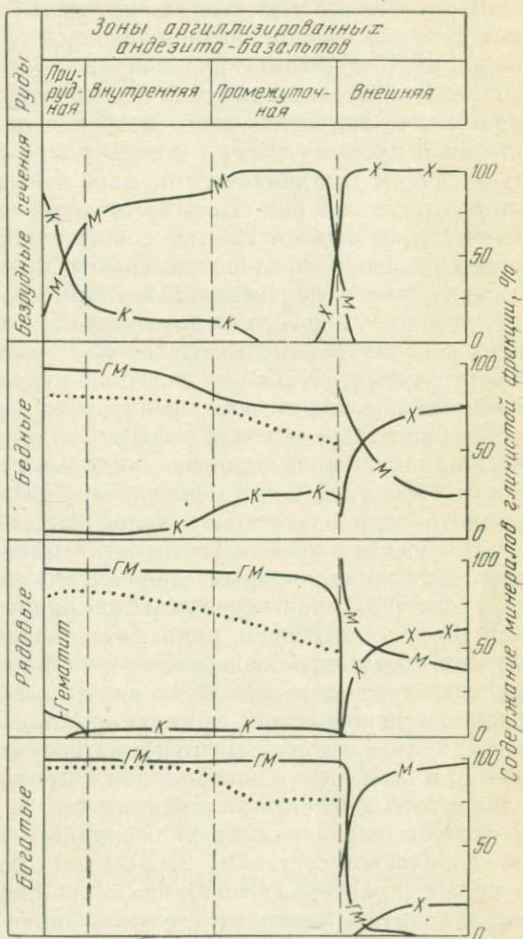


Рис. 73. Количественные соотношения глинистых минералов в зонах аргиллизированных андезитов-базальтов на участках с разной рудоносностью. Точечной линией показано количество (%) гидрослюдяных слоев в смешанно-слоистом минерале

базальтах с богатыми рудами редко образуется чистая гидрослюда, уступая место смешанно-слоистому минералу, содержащему около 90% гидрослюдяных слоев. По этой же причине во внешних зонах аргиллизированных андезито-базальтов сохраняется монтмориллонит.

Приведенные материалы свидетельствуют о прямой корреляции между количеством содержащейся в ореоле аргиллизированных пород руды и степенью рудосопровождающего метасоматоза, проявляющегося в образовании минералов переменного состава, в которых количество гидрослюдяного компонента возрастает по мере приближения к рудному телу, а в сопоставимых по расстоянию от рудного тела точках увеличивается по мере повышения содержаний и количества руды в ореолах. Количественную оценку рудоносности ореолов можно производить как по составу наиболее измененных внутренних частей ореолов (центральные и промежуточные зоны), так и по составу слабо измененных внешних зон.

Ореолы каждого типа группируются в пространственно обособленные сообщества, поэтому состав ореола определяет перспективы значительных по объему участков рудного поля. Безрудные каолинит-монтмориллонитовые ореолы приурочены к краевым частям рудного поля. Ореолы с богатыми рудами составляют центральную часть рудного поля; ореолы с рядовыми и бедными рудами в совокупности образуют пояс между безрудными ореолами внешнего края рудного поля и его центральной частью с богатыми рудами.

По составу метасоматического глинистого вещества внутренних зон аргиллизированных дацитов четко различаются следующие участки: 1) безрудные участки с каолинит-монтмориллонитовым составом; 2) участки бедных руд с метасоматической ассоциацией смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита и каолинита; 3) участки рядовых руд с замещением внутренних частей ореола смешанно-слоистым гидрослюдой — монтмориллонитом при отсутствии каолинита; 4) участки богатых руд с метасоматической ассоциацией гидрослюда и шамозита в центральной и промежуточной зонах. По составу глинистого вещества внутренних зон аргиллизированных андезито-базальтов различаются: 1) безрудные участки с каолинит-монтмориллонитовым составом; 2) участки бедных и рядовых руд, для которых характерна ассоциация смешанно-слоистого гидрослюда-монтмориллонита и каолинита; уменьшению доли каолинита в аргиллизированных андезито-базальтах соответствует увеличение их рудоносности; 3) участки богатых руд в аргиллизированных андезито-базальтах, центральная и промежуточная зоны которых замещены смешанно-слоистым гидрослюдой-монтмориллонитом, с высоким содержанием гидрослюдяного компонента при отсутствии каолинита.

Возможность оценки степени рудоносности участков аргиллизированных пород по составу внешних зон слабо изменения еще более привлекательна вследствие того, что объем слабо измененных пород в рудном поле превышает объем сильно измененных частей ореолов, и внешние зоны наиболее удалены от рудных тел. Безрудные участки аргиллизированных дацитов отличаются от рудоносных

монтмориллонитовым метасоматозом во внешних зонах. В аргиллизированных дацитах с бедными рудами во внешней зоне монтмориллонит ассоциирует со смешанно-слоистым гидрослюдой-монтмориллонитом; в последнем содержание гидрослюдяного компонента обычно не превышает 50%. В аргиллизированных дацитах с рядовыми рудами во внешней зоне присутствуют только смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит, содержащий 50—75% гидрослюдяных слоев. Во внешней зоне аргиллизированных дацитов с богатыми рудами глинистый минерал является гидрослюдой, иногда встречается гидрослюда-монтмориллонит, содержащий около 90% гидрослюдяных слоев.

Внешние зоны аргиллизированных андезито-базальтов менее благоприятны для оценки степени их рудоносности, так как по мере увеличения количества руды в ореоле меняются лишь количественные соотношения между хлоритом и монтмориллонитом в сторону увеличения доли последнего. Во внешней зоне безрудных аргиллизированных андезито-базальтов хлорит резко преобладает над монтмориллонитом; в андезито-базальтах с богатыми рудами монтмориллонит резко преобладает над хлоритом, появляется смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит. В аргиллизированных андезито-базальтах с рядовыми рудами количество хлорита и монтмориллонита в средней части внешней зоны примерно одинаковое.

В краевых частях ореолов, в местах их выклинивания, там, где центральные зоны уже не содержат руды, наблюдается уменьшение степени рудосопровождающего гидрослюдяного метасоматоза. В безрудных сечениях ореолов аргиллизированных дацитов, расположенных на расстоянии 400—500 м от богатых рудных тел, гидрослюда сменяется смешанно-слоистым гидрослюдой-монтмориллонитом, содержащим 80—90% гидрослюдяных слоев. Состав аргиллизированных дацитов такого сечения подобен составу рудоносного сечения аргиллизированных дацитов на участках с рядовыми рудами и указывает на близость богатых руд, о приближении к которым свидетельствует увеличение доли гидрослюдяного компонента смешанно-слоистого минерала в следующих сечениях ореола.

УСТОЙЧИВОСТЬ ПРИЗНАКОВ РУДОНОСНОСТИ ПО ВЕРТИКАЛИ

Устойчивые минеральные ассоциации аргиллизированных пород, мало меняющиеся с глубиной, характерны для среднетемпературных месторождений гипабиссального и мезоабиссального уровня. По данным Е. В. Тукера (Тоокер, 1963), в Передовом хребте (США) руда встречается на протяжении 600 м вдоль жильных трещин, при этом измененные породы над и под рудными телами не претерпевают каких-либо изменений в минеральном составе. Столь же устойчив минеральный состав измененных пород от поверхности до глубины 1400 м на разных горизонтах энаргит-халькозинового месторождения Бьютт (шт. Монтана; Sales, Meyer, 1950).

Глубинным картированием измененных пород в районе Тинтик (шт. Юта) выявлено, что рудосопровождающее гидрослюдяное

(«каллиевое») изменение прослеживается на протяжении более 200 м по вертикали над рудными телами (Lovering, 1949).

Вариации состава и зональности аргиллизированных пород в зависимости от глубины наблюдаются на урановом месторождении Мэрисвейл (шт. Юта, США; Kerr, 1957). На руднике Фридом № 2 на горизонте 300 футов всю ширину ореола занимает одна зона. На поверхности и на горизонте 60 футов серицит находится во внешней части ореола и вблизи жил. На горизонте 240 футов серицит развит около жил и количество его убывает с удалением от них. Очевидно, «серицит» (гидрослюда ?) внешней зоны этого ореола образуется за счет монтмориллонита, поэтому, как замечает П. Ф. Керр, «ореол серицита раздваивается».

В нижней части ореола при рудосопровождающем гидрослюдяном метасоматозе замещены не только монтмориллонит внешней зоны, но и глинистый минерал более внутренней промежуточной зоны. Ближе к поверхности интенсивность гидрослюдяного метасоматоза падает, и гидрослюдой полностью замещается только монтмориллонит, а более устойчивый каолинит сохраняется в промежуточной зоне, замещаясь гидрослюдой лишь вблизи жилы. Устойчивость признаков рудоносности зависит и от состава вышележащих пород. Например, в Мэрисвейл мощность оторочки в риолитах уменьшается и уже в 1,5 м выше контакта изменения почти не наблюдается, но над жилой в риолите появляется адуляр.

В аргиллизированных породах редкометального рудного поля характер рудосопровождающего изменения не испытывает существенных колебаний с удалением от рудных тел по направлению к поверхности. В ореолах со слепыми телами богатых руд, находящихся на глубине 300—400 м, повсеместно развита чистая гидрослюда. В полосе шириной 100—150 м, граница которой параллельна плоскости рудного тела, на расстоянии около 100 м по восстанию рудного тела гидрослюда сменяется смешанно-слоистым минералом с базальным отражением не более $10,1 \text{ \AA}$, что соответствует примерно 95% гидрослюды и 5% монтмориллонита. По мере приближения к поверхности не наблюдается заметного уменьшения доли гидрослюдяного компонента в этом минерале. В ореолах с богатыми и рядовыми рудами не выявлено существенных изменений в составе гидрослюды и смешанно-слоистых минералов, развитых в соответствующих зонах на разной глубине в диапазоне около 300 м.

В приповерхностной обстановке состав и зональность метасоматических пород подвержены резким изменениям в сравнительно коротком вертикальном интервале. На Беганьском барит-полиметаллическом месторождении гидрослюда и хлорит приуродной зоны полиметаллической части жил исчезают около 200 м от поверхности. С приближением к поверхности в аргиллизированных породах возрастает роль каолинита. Измененные породы этого месторождения, обнажающиеся на поверхности (монокварциты, алунизированные и каолинизированные породы), не содержат каких-либо минералов,

указывающих на наличие рудных жил на глубине. На соседнем Береговском месторождении вблизи поверхности среди окварцованных, каолинизированных и алунитизированных пород над полиметаллическими жилами встречаются рудосопровождающие адуляризированные породы. Выявить среди поля окварцованных и алунитизированных липаритовых туфов линейные зоны адуляризированных туфов трудно. На Балейском золоторудном месторождении от рудных тел к поверхности уменьшается количество рудосопровождающей гидрослюда и возрастает доля каолинита, но даже вблизи поверхности в глинистых агрегатах аргиллизированных осадочных пород гидрослюда присутствует (Елеева и Русинова, 1969).

Элементы-примеси околорудных аргиллизированных пород

Спектральные анализы, как правило, обнаруживают привнос в аргиллизированные породы компонентов, содержащихся в жилах. В аргиллизированных породах участка Первого в направлении

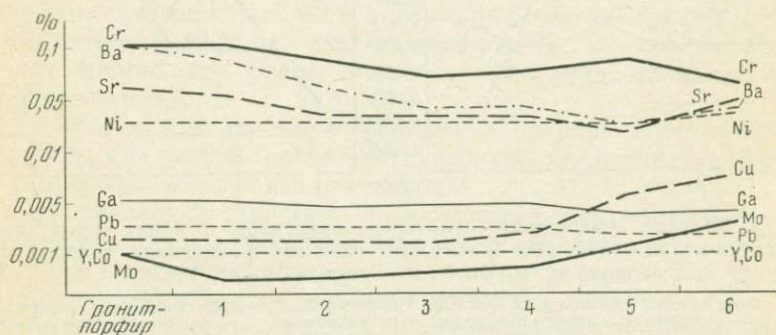


Рис. 74. Изменение содержания элементов-примесей в аргиллизированных породах участка Первого Верхне-Олекминского района

Зоны измененных пород: 1 — альбит-хлоритовая, 2 — хлорит-монтмориллонитовая, 3 — каолинит-монтмориллонитовая, 4 — каолинит-монтмориллонит-шамозитовая, 5 — каолинит-шамозитовая, 6 — шамозит-кварцевая

к кварц-гематитовым жилам, содержащим небольшое количество галенита, халькопирита и пирротина, увеличивается содержание свинца, меди и ванадия и отмечается уменьшение количества стронция, бария, молибдена, галлия. В глинистых фракциях $< 0,005$ мм не обнаружено заметного увеличения количества свинца, меди и ванадия (рис. 74). Сульфиды, содержащие эти элементы, ассоциируют, вероятно с тончайшими жилками и обособлениями кварца, пронизывающими аргиллизированные породы.

Привнос в измененные липаритовые туфы элементов, содержащихся в жилах, наблюдается и на Беганьском месторождении в Закарпатье. Причем здесь, как и в других случаях, максимальное количество рудных элементов регистрируется в природных зонах. Особенно четко привнос рудных элементов регистрируется в мало-мощных ореолах среднетемпературной аргиллизации.

Е. В. Тукер (Tooker, 1963) провел исследование элементов-примесей в аргиллизированных породах района Айдахо-Спрингс — Централ-Сити, где наблюдается привнос во внутренние зоны рудных элементов, содержащихся в жилах (рис. 75). В различных зонах измененных пород месторождения Карибу (Wright, 1954) количество свинца и цинка возрастает по мере приближения к жилам.

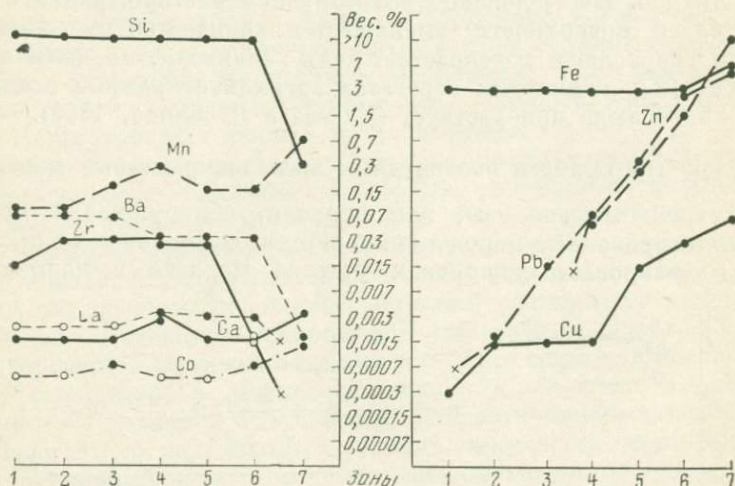


Рис. 75. Средние содержания некоторых элементов в зонах аргиллизации микроклин-кварц-плагноклаз-биотитовых гнейсов, вмещающих галенит-сфалеритовые руды. По Е. В. Тукеру (Tooker, 1963)

1—4 — зоны измененных пород: 1 — слабого изменения, 2 — гидрослюдяно-монтмориллонитовая, 3 — монтмориллонит-гидрослюдяно-каолинитовая, 4 — каолинит-гидрослюдяно-серпичитовая; 5 — жильная зона; 6 — сильно измененная порода, заключенная в жиле; 7 — руда

Количество урана также возрастает с приближением к жилам, достигая максимума в зоне глинистого изменения или в прилегающей к жиле серпичитовой зоне. Значительные количества урана в глинистой зоне объясняются, возможно, сорбцией урана монтмориллонитом. Содержание меди в измененных породах в одних случаях возрастает ближе к жиле либо, наоборот, уменьшается, хотя халькопирит является важным компонентом жил.

Выявлено зональное распределение эндогенно привнесенных рудных элементов относительно подводящего канала (жилы). Так, на Ахейском месторождении ртути в аргиллизированных породах вблизи рудных тел обнаружен привнос свинца, сурьмы, мышьяка и ртути, а вдали от них — только мышьяка и ртути (З. Я. Церцвадзе, Г. А. Меняйлова, 1966 г.). В измененных с глинистыми минералами породах около фумаролы № 1 в Долине Десяти Тысяч Дымов во внутреннюю зону мощностью 2,5 см привнесены свинец, цинк, медь, мышьяк, хлор, фтор и SO_4 , а в более внешнюю зону мощностью 1 см — никель, кобальт, бор, скандий (Lovering, 1957).

Принципиальная схема оценки рудноспособности полей аргиллизированных пород

Прогноз рудоности ореолов аргиллизированных пород осуществляется на основе картирования и анализа количественных соотношений продуктов дорудного и рудосопровождающего метасоматоза в зонах сильного и слабого изменения. Рудосопровождающий метасоматоз в концентрированной форме проявляется в линейных ореолах, около жильных руд. Принципы оценки рудоности аргиллизированных пород, вытекающие из суммированных ниже закономерностей проявления рудосопровождающего изменения, наиболее приемлемы для линейных ореолов. Для штокверковых и стратиформных концентраций металлов справедливы те же принципы прогнозирования по составу вмещающих аргиллизированных пород. Тем не менее необходимы специальные исследования особенностей развития рудосопровождающего метасоматоза на этих месторождениях, принимая во внимание нередко преобладающее развитие в околорудном ореоле штокверковых и стратиформных месторождений продуктов дорудного кислотного выщелачивания. Не изучены и закономерности проявления рудосопровождающего метасоматоза в сольфатарных шляпах.

Для прогнозной оценки рудоности ореолов могут быть использованы следующие особенности состава рудоносных и безрудных полей аргиллизированных пород.

1. Нерудоносные линейные ореолы имеют монтмориллонит-каолинитовый состав с внутренней каолинитовой (каолинит-кварцевой) и внешней монтмориллонитовой (по кислым породам) или хлорит-монтмориллонитовой (по основным породам) зонами.

2. Алюмосиликатные минералы рудосопровождающего метасоматоза могут быть представлены гидрослюдами, смешанно-слоистыми минералами типа гидрослюда-монтмориллонит и адуляром (при калиевом метасоматозе), альбитом и цеолитами (при натриевом метасоматозе), септохлоритами и хлоритами (при магниезиально-железистом метасоматозе). Количество отложенной в ореоле руды находится в прямой корреляции с шириной ореола рудосопровождающих минералов и с отношением их количеств к количеству не замещенных дорудных метасоматических минералов в каждой зоне.

3. При максимальном рудосопровождающем метасоматозе все дорудные метасоматические ассоциации во всех зонах ореола, в том числе и во внешних зонах слабого изменения, замещаются рудосопровождающими минералами; при умеренном рудосопровождающем метасоматозе замещение дорудных метасоматитов не полное, при слабом метасоматозе остаются не преобразованными средняя и внешняя части метасоматической колонки. Так как еще не известна зависимость интенсивности разных форм рудосопровождающего изменения от состава рудных тел, то оценка рудоности ореолов аргиллизированных пород может производиться лишь по относительной шкале.

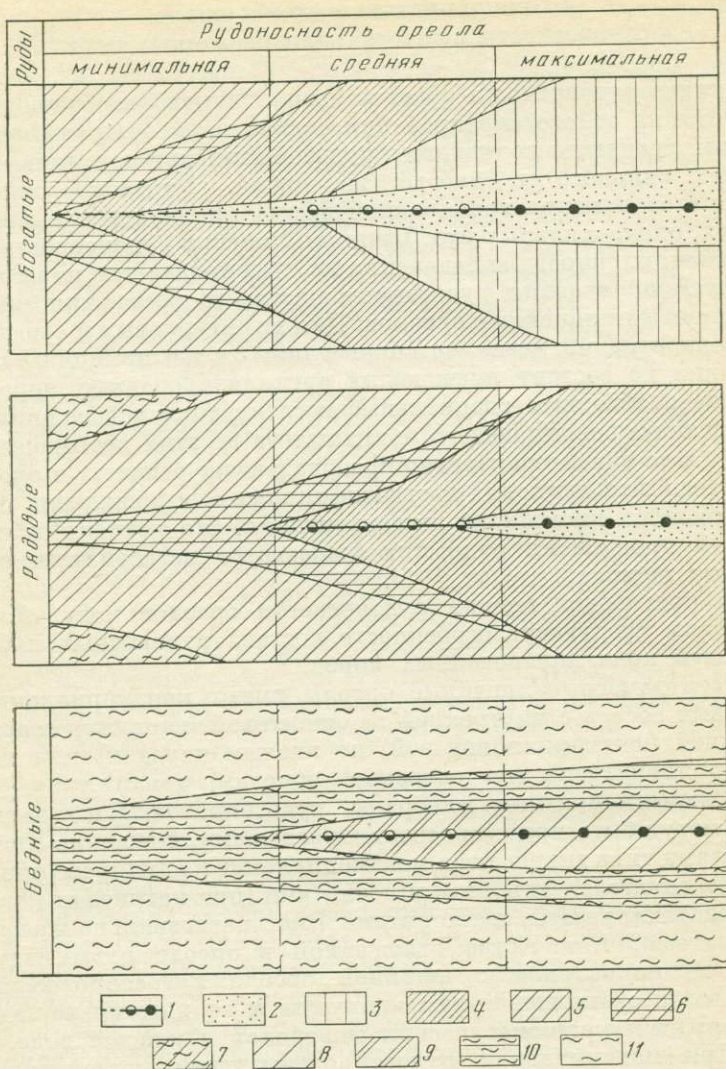


Рис. 76. Вариации зональности аргиллизированных дацитов в сечениях с разной рудоносностью

1 — плоскость рудного тела; 2—11 — типоморфные минеральные ассоциации: гидрослюда-шамозитовая (2), гидрослюдная (3), смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит с количеством гидрослюдных слоев 90% (4) и 70—75% (5), смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит с каолинитом (6) и монтмориллонитом (7), смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит с количеством гидрослюдных слоев 50% (8) и 10% (9), монтмориллонит-каолинитовая (10), монтмориллонитовая (11)

4. Из рудосопровождающих минералов наибольшее значение при картировании имеют сквозные минералы, ореол распространения которых совпадает с границами метасоматического ореола; при де-

тальной разведке рудоносных участков возрастает значение более локальных рудосопровождающих метасоматических минералов.

Наиболее благоприятен для прогнозной оценки рудоносности аргиллизированных пород вариант со сквозными изоморфными рудосопровождающими минеральными формами. В этом случае увеличению количества руды в ореоле, приближению к рудному телу и повышению рудонасыщенности блоков аргиллизированных пород соответствует возрастание количества рудосопровождающего компонента, например, гидрослюдяных слоев в смешанно-слоистых минералах гидрослюда-монтмориллонит. Шамотитизация пород, проявляющаяся в наиболее рудонасыщенных ореолах, является локальным признаком богатых руд (рис. 76). Рудосные структуры в поле аргиллизированных пород с изоморфной гидрослюдяной рудосопровождающей формой могут быть выявлены картированием градиентов количества гидрослюдяного компонента в смешанно-слоистых метасоматических минералах.

5. Если ореолы аргиллизированных пород скрыты сольфатарной шляпой метасоматитов с вертикальным мотивом зональности, то для оценки рудоносности измененных пород необходимо вскрыть аргиллизированные породы, расположенные под каолинитовой зоной сольфатарной шляпы. Сольфатарные шляпы кварц-алунит-каолинитового состава всегда образуются над сульфидными залежами, однако не известно, всегда ли под кварц-алунит-каолинитовыми сольфатарными шляпами образуются сульфидные руды. Сами метасоматиты сольфатарной шляпы часто не рудоносны, но к области перехода их в ореол аргиллизации нередко приурочены руды золота, серебра и ртути.

6. Плащеобразную или конусообразную каолинитовую зону сольфатарного ореола нужно отличать от каолинитовой зоны нерудоносных линейных ореолов аргиллизации, в которых она является центральной, околотрещинной и с обоих боков обрамляется монтмориллонит-каолинитовыми и монтмориллонитовыми зонами. Если каолинитовый состав центральной зоны линейного ореола с внешними монтмориллонитовыми зонами свидетельствует, за немногими исключениями, об отсутствии в ореоле металлических руд, то наличие каолинитовой зоны сольфатарной шляпы свидетельствует лишь о небольшой величине эрозионного среза и о сохранности рудных залежей, если они есть на глубине.

Линейные ореолы монтмориллонит-каолинитового состава могут вмещать рудные концентрации в виде минеральных форм кислой среды образования (например, метациннабарит, марказит). Поэтому при вскрытии таких ореолов нет однозначного решения о их рудоносности, но необходимо иметь в виду, что нерудоносные ореолы монтмориллонит-каолинитового состава находятся обычно в краевых частях поля измененных пород. Доля монтмориллонита и каолинита в составе аргиллизированных пород убывает вплоть до полного исчезновения по мере приближения к центральным, наиболее рудонасыщенным блокам поля измененных пород.

Глава восьмая

ОТЛИЧИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ОТ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Природа глинистого изменения боковых пород рудных жил обсуждается не менее ста лет. В конце прошлого и в начале нашего столетия господствовало мнение о том, что не только относительно узкие зоны околорудного глинистого изменения, но и значительные по площади каолиновые месторождения являются продуктом гидротермальной или пневматолитовой деятельности, но мнение это продержалось не долго.

П. Ф. Керр (1957), сделав сравнительный обзор процессов гидротермального изменения, выветривания и диагенеза, отметил, что минералы, возникающие при выветривании, часто подобны продуктам гидротермального изменения. Другие стороны процессов гидротермальной аргиллизации и выветривания им не сопоставлялись. По мнению А. Г. Казаряна (1962, 1966 г.), околорудное глинистое изменение является гипергенным, сопряженным с окислением руд. Однако обоснование этого положения проведено им не убедительно.

Во многих случаях гидротермальная природа глинистого изменения пород очевидна: в районах современной сольфатарной деятельности, в линейных зонах аргиллизации на склонах потухших вулканов, линейных ореолах аргиллизированных пород под сольфатарными шляпами вторичных кварцитов и др. Однако часто возникает необходимость в анализе природы глинистого изменения, тем более, что во многих случаях гидротермально аргиллизированные породы рудных полей принимаются за продукты выветривания. Продукты выветривания и гидротермальной аргиллизации различаются геометрией ореолов их развития, закономерностями пространственного распределения глинистых и сопутствующих минералов, особенностями перераспределения вещества при супергенном и гидротермальном метасоматозе и разной направленностью изменения физических свойств пород.

ГЕОМЕТРИЯ ОРЕОЛОВ АРГИЛЛИЗАЦИИ И ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Профили выветривания и ореолы гидротермального изменения имеют разное строение. При выветривании пород, обусловленном нисходящей фильтрацией поверхностных вод на большой площади, возникает несимметричная (односторонняя) вертикальная зональность продуктов выветривания. В отличие от регионального выветривания, гидротермальный метаморфизм проявляется на относительно небольших площадях вдоль разрывных нарушений в условиях боковой (относительно разломов) фильтрации восходящих растворов, приводящей к образованию на глубине симметричной относительно трещин (или приуроченных к последним жил) зональности метасоматических продуктов.

Симметричный ореол глубинной аргиллизацией вблизи поверхности переходит в сольфатарную шляпу, сложенную глинистыми и сопутствующими им гидротермально-метасоматическими продуктами с вертикальным мотивом зональности (см. рис. 1). Сольфатарные шляпы образуются в местах выхода на поверхность восходящих по разломам растворов. Если разрывные нарушения крутопадающие, то боковая относительно трещин или жил метасоматическая зональность аргиллизацией воспринимается как симметричная горизонтальная, а при пологих разрывных нарушениях — как вертикальная симметричная, висячем боку ореола аргиллизированных пород степень замещения пород¹ и последовательность зон будет обратной по сравнению с профилем выветривания. Неизменные на поверхности породы по направлению к разлому или жиле сменяются зонами возрастающей степени изменения с максимальным изменением вблизи разлома (жилы), вниз от которой зоны следуют в обратном порядке (см. рис. 29). Уже сам факт боковой симметричной зональности в мощных блоках метасоматитов по породам первично однородного состава свидетельствует о боковой фильтрации растворов — явлении, типичном для гидротермального метасоматоза, но не для выветривания. При последнем образуется односторонняя вертикальная зональность с зоной максимального преобразования у поверхности.

Нередко ореолы аргиллизированных пород проявляются на поверхности только внешними зонами слабого изменения, а зоны сильного преобразования пород скрыты на глубине, где ширина ореола увеличивается (см. рис. 27, 72). «Слепые» ореолы в процессе выветривания, естественно, образоваться не могут.

Наконец, необходимо отметить большой вертикальный диапазон гидротермального метасоматоза. Во многих рудных полях мощные ореолы аргиллизацией прослежены на глубину до 800—1000 м от поверхности. Мощность кор выветривания обычно не превышает пер-

¹ Степень замещения пород в первом приближении оценивается отношением количества гидротермально-метасоматических минералов к количеству реликтовых первичных минералов породы.

вых десятков метров и редко достигает 100 м. Упоминаемые некоторыми авторами проявления выветривания на глубинах 500—1000 м не достоверны¹.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПРОДУКТОВ

Большинство глинистых минералов встречаются как в коре выветривания, так и в околорудных гидротермальных аргиллизированных породах. Каолинит, галлуазит, монтмориллонит синтезированы в условиях, соответствующих как гидротермальным, так и супергенным, хотя, конечно, выветривание пород протекает значительно медленнее, чем гидротермальный метаморфизм. При увеличении температуры от 0 до 100° С скорость образования глинистых минералов возрастает в 560 раз (S. Henin, 1956 г.). Накрит и диккит образуются, вероятно, только под действием гидротермальных растворов. Все находки накрита, перечень которых имеется в статьях С. Бейли и С. Тайлера (S. W. Bailey, S. A. Tyler, 1960 г.) и Б. Б. Звягина и А. Д. Щеглова (1962 г.), свидетельствуют о гидротермальном происхождении этого минерала, встречающегося преимущественно в жилах и являющегося наиболее высокотемпературным из минералов группы каолинита.

В сообщениях о местонахождениях диккита также указывалось на образование его гидротермальным путем. Как отмечает П. Ф. Керр (1957), соотношения, наблюдаемые в поле, убеждают в том, что диккит обычно образуется в гидротермальных условиях. Генезис диккита обсуждался в отечественной печати (Н. В. Логвиненко, В. А. Франк-Каменецкий, 1962 г., Наковник, 1963₂). При этом Н. И. Наковник подчеркнул, что «... диккит представляется минералом гидротермального генезиса по преимуществу, если почти не исключительно» (1963₂, стр. 239).

В последнее время диккит обнаружен в цементе песчаников Пачемского прогиба, Карагандинского и Печерского угольных бассейнов. Во всех случаях он является продуктом эпигенеза каолинита на глубине 1500—2000 м в условиях, имитирующих гидротермальный режим (В. Д. Шутов, 1962 г.; В. Д. Шутов, и др., 1966 г.). Вероятно, подобное происхождение имеет диккит некоторых районов Чехословакии (P. Rovondra, E. Slansky, 1964 г.), кембрийских песчаников Франции (J. Ferrero, V. Kubler, 1964 г.) и сиднейского бассейна (P. Bayliss и др., 1965 г.). Диккит в септариях района Кладно (Чехословакия) необоснованно назван экзогенным (П. В. Зарицкий, 1964 г.).

А. В. Копелиович (1962 г.) сообщил об альбит-диккитовых псевдоморфозах по плагиоклазу в песчаниках рифея Русской платформы. Диагностика диккита основана только на данных термического анализа и, следовательно, не является достоверной. Не ясен генезис

¹ Так называемые линейные коры выветривания будут рассматриваться особо.

диккита, встреченного в карбоновых песчаниках Англии, возможно, он гидротермальный (F. Smitson, G. Brown, 1954 г., 1957 г.). Жилки и скопления диккита в бокситах североуральских рудников рассматриваются как гипергенные, возникшие при выветривании бокситов (Е. С. Гуткин, 1958 г.). Однако характер диккитосодержащего боксита (белый диккит обычно образует в красном боксите включения, реже наблюдается в виде прожилков) трудно согласовать с образованием его путем выветривания боксита. Находки таких агрегатов диккита подтверждают гидротермально-метасоматическое происхождение североуральских бокситов (А. В. Пейве, 1947 г.).

А. Г. Казарян (1962), ссылаясь на В. И. Смирнова (1947 г.), указывает на находки диккита в зоне окисления ртутных месторождений. Но в данном случае гипергенную природу диккита вряд ли можно доказать, так как гидротермальное глинистое изменение и гидротермальные жилки диккита являются обычными на эпитермальных месторождениях ртути. Диккит в зоне окисления ртутных месторождений является скорее всего реликтовым гидротермальным минералом.

Следовательно, диккит в коре выветривания достоверно не обнаружен и, вероятно, в ней не встречается. Обнаружение диккита и накрита среди продуктов глинистого изменения изверженных пород можно рассматривать как свидетельство их гидротермальной природы; находки диккита и накрита в осадочных породах свидетельствуют об образовании их под действием горячих вод, которые могут быть магматогенными или реликтовыми водами, активизированными в условиях больших глубин.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПРОДУКТОВ

Выветривание пород происходит под действием нисходящих кислых почвенных растворов. Вследствие этого вертикальная последовательность продуктов выветривания отражает степень кислотного выщелачивания пород. В верхней части профиля выветривания на породах кислого и основного состава образуется каолининовая зона; в нижней части профиля, там, где кислые растворы нейтрализуются, возникают монтмориллониты и гидрослюды¹ в ассоциации с каолинитом, количество которого возрастает к верхней части этой зоны. Профиль выветривания заканчивается зоной дезинтеграции. Если зона дезинтеграции не наращивается, то подлежащаяся фильтрация растворов преобразует нижнюю зону с монтмориллонитом в каолинитовую.

¹ Гидрослюды образуются при гидратации первичных слюд и разложении полевых шпатов; при этом количество калия в породе убывает. Совместно с гидрослюдой обычно образуются монтмориллонит и каолинит, замещающие ее. Поэтому нижнюю зону профиля выветривания кислых пород лучше называть каолинит-монтмориллонит-гидрослюдяной. В профилях выветривания на рудных полях гидрослюды нижней зоны являются скорее всего гидротермально-метасоматическими.

Последовательность зон в такой коре выветривания подобна метасоматическим ассоциациям, возникающим при дорудной аргиллизации пород под действием кислых термальных растворов. Ореолы дорудной аргиллизации отличаются от коры выветривания симметричной горизонтальной (боковой) зональностью, сопутствующими гидротермальными преобразованиями, физическими свойствами (см. ниже) и ассоциацией их с рудовмещающими ореолами аргиллизированных пород, состав которых имеет принципиальные отличия от профиля коры выветривания.

Рудовмещающие ореолы аргиллизированных пород обычно проходят при формировании два периода: 1) дорудного глинистого метасоматоза под действием кислых растворов, состав продуктов которого в некоторых случаях подобен составу профиля выветривания (центральная каолинитовая и внешняя каолинит-монтмориллонитовая зоны); 2) рудосопровождающего метасоматоза, при котором на ореол дорудного кислотного выщелачивания накладывается щелочной метасоматоз с замещением каолинита и монтмориллонита гидрослюдами, глинистыми хлоритами и смешанно-слойнными минералами.

Комбинированный эффект дорудного кислотного выщелачивания и рудосопровождающегося щелочного метасоматоза в околорудных ореолах аргиллизированных пород коренным образом отличает их от кор выветривания, являющихся продуктом только кислотного выщелачивания. В прилегающей к руде зоне максимального изменения устойчивы глинистые минералы щелочной среды образования — хлориты, гидрослюды, смешанно-слоинные минералы, а минералы периода кислотного выщелачивания (например, каолинит) замещаются ими. В противоположность этому в коре выветривания хлориты, гидрослюды и смешанно-слоинные минералы являются метастабильными и образуются только в нижней части профиля выветривания, в зонах слабого изменения, замещаясь каолинитом — продуктом зоны максимального глинистого выветривания.

Минералы рудосопровождающего щелочного метасоматоза распределены в околорудном ореоле закономерно. В одних случаях по мере приближения к рудному телу гидрослюды сменяются серицитом; иногда наблюдается смена полиморфных модификаций гидрослюды от $1Md$ во внешней зоне через $1M$ до гидрослюды или серицита модификации $2M$, т. е. гидрослюды становятся все более и более высокотемпературными с приближением к руде, что указывает на боковой температурный градиент, свойственный гидротермальному метасоматозу. В редкометалльном рудном поле (см. гл. 7) наблюдалась иная картина. На участках с бедными и рядовыми рудами в направлении от внешних зон к внутренним в смешанно-слоинных минералах типа гидрослюда-монтмориллонит возрастала доля гидрослюдяных слоев, вплоть до появления вблизи рудных тел чистой гидрослюды. Около богатых рудных тел гидрослюды вытеснялись шамозитом в зонах максимального изменения. Подобные явления не наблюдаются в корах выветривания, где зоны максимального изменения являются зонами наибольшего выщелачивания K^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} .

В некоторых случаях, когда проявляется послерудная стадия кислотного метасоматоза, в непосредственной близости от рудных тел, а чаще всего в самих рудных телах наблюдается замещение гидрослюд смешанно-слойнными минералами и монтмориллонитом, иногда с примесью каолинита. Эффект послерудного преобразования обычно проявляется в зонах небольшой мощности (сантиметры и первые десятки сантиметров) и отличается от выветривания отсутствием минералов зоны окисления в рудных телах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОПУТСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Гидротермальная аргиллизация часто сопровождается сопутствующими ей преобразованиями пород. Серицитизированные, адуляризированные, альбитизированные, гематитизированные, окварцованные и карбонатизированные метасоматиты приурочены к зонам максимального изменения пород, обычно прилегающим к рудным телам. В зонах сильного выветривания пород серицит, адуляр и альбит замещаются глинистыми продуктами, а гематит — лимонитом, поэтому упомянутые типичные гидротермальные минералы, замещающие глинистые продукты во внутренних зонах, свидетельствуют о гидротермальной природе и глинистом изменении более внешних частей метасоматического ореола.

Окварцевание аргиллизированных пород, проявляющееся в около-трещинных и прирудных зонах, является типичным гидротермальным процессом. Минералы кремнезема имеют разную растворимость в воде (части на миллион): аморфный кремнезем — 100—140 при 25° С, халцедон — 51 при 95° С, кварц — 6. Большинство рек и грунтовых вод содержат кремнезем с растворимостью ниже 35 частей на миллион, поэтому все холодные воды недосыщены им, а растворенный в них кремнезем представлен преимущественно неионизированной кислотой H_4SiO_4 (К. В. Краускопф, 1959 г.). В водах горячих источников весь кремнезем присутствует в форме мономера и ввиду незначительной скорости полимеризации кислоты H_4SiO_4 и превращения ее в коллоидный кремнезем воды горячих источников пересыщены аморфным кремнеземом. При высоких температурах (вблизи точки кипения) растворы отлагают опал только вблизи поверхности, так как они не насыщены по отношению к опалу и пересыщены по отношению к халцедону и кварцу. Осаждение кремнезема в глинистой среде почти всегда выражается в образовании опала (Милло, 1968).

Поэтому окварцевание глинистых продуктов с привносом кремнезема, как это наблюдается в центральных частях ореолов аргиллизации, не характерно для выветривания. В корах выветривания серпентинитов иногда наблюдается опализация (опал, халцедон) зон сильного выщелачивания (кавернозные охристо-кремнистые образования) без привноса кремнезема в результате избирательного выщелачивания остальных компонентов породы. В глинистом нонритовом профиле опал концентрируется в нижней части профиля. С процессом выветривания гранитов связано, вероятно, образование опализированных глинистых продуктов (пеликанитов). В отличие от

гидротермального окремнения, приуроченного к внутренним зонам наибольшего изменения в ореоле, опализация наблюдается в зонах относительно слабого выветривания, в нижней части профиля и, вероятно, в тех участках, где вынос выщелоченного вещества ограничен. Такое же положение в разрезе коры выветривания занимают и зоны накопления карбонатов.

Одним из признаков гидротермальной природы глинистого метасоматоза является сопутствующая пиритизация, проявляющаяся то по всему разрезу аргиллизированных пород, то во внешних или внутренних зонах. В глинистой коре выветривания пирит выщелачивается или замещается лимонитом. Особенно характерна пиритизация каолинизированных пород нижних частей сольфатарных шляп, под которыми расположены линейные ореолы аргиллизации.

МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ АРГИЛЛИЗАЦИИ И ВЫВЕТРИВАНИИ

Различия в способах формирования коры выветривания и ореолов аргиллизации пород проявляются и при сопоставлении баланса вещества в продуктах этих процессов. Профиль выветривания является полностью открытой системой, выветривание в большинстве случаев приводит к убыли всех компонентов первичных пород во всех зонах профиля. Доминирующий процесс при выветривании — вынос вещества: из зон максимального изменения (из верхних частей профиля) почти полностью выносятся кальций, магний, натрий, калий. Так как вынос вещества в профиле выветривания происходит сверху вниз, через зону дезинтеграции, то в некоторых случаях отмечается концентрация вещества в нижних зонах профиля: глинозема в бокситовой зоне латеритного профиля¹, кальция, магния, железа и кремнезема — в низах профиля выветривания ультрабазитов.

Процесс гидротермальной аргиллизации пород протекает в более закрытых условиях под действием восходящих растворов, выходящих на поверхность, главным образом по системе разрывных нарушений, около которых происходит максимальное изменение пород. Помимо периода дорудного кислотного выщелачивания ореолы околорудной аргиллизации проходят период рудосопровождающего метасоматоза в условиях щелочной реакции растворов. Поэтому в отличие от кор выветривания ореолы околорудной аргиллизации характеризуются следующими особенностями: 1) удельный вынос вещества меньше, чем в корах выветривания; 2) привнос вещества происходит главным образом в зонах максимального изменения (кремнезема при окварцевании, калия — при гидрослюдизации и адюляризации, натрия — при альбитизации и развитии парагонитовых гидрослюдов, магния и железа — при хлоритизации, кальция и магния — при карбонатизации); 3) в зоны максимального изменения

¹ Некоторые авторы отмечают убыль глинозема в бокситовой зоне по сравнению с содержанием его в том же объеме материнской породы.

аргиллизированных пород привносятся те элементы, которые в зонах максимального выветривания выносятся либо частично (Si, Fe), либо полностью (K, Na, Mg, Ca). При выветривании железо переносится и отлагается в окисной форме, так как в грунтовых водах с обычными значениями pH закисное железо не обладает подвижностью (R. J. Pickering, 1962 г.), а при гидротермальной аргиллизации в минералообразовании участвует окисное железо; 4) привнос рудосопровождающих элементов (чаще всего калия) может наблюдаться во всех зонах ореола аргиллизации, что соответствует максимальной рудоносности ореолов; 5) в аргиллизированных породах наблюдается привнос элементов рудных тел, количество которых возрастает по мере приближения к рудным телам и обычно достигает максимума в прилегающих к рудам зонах максимального изменения; в корах выветривания «малые элементы» из зон максимального изменения почти полностью выносятся.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД И ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Особенности состава и процессов формирования ореолов аргиллизации и коры выветривания проявляются и в различиях физических свойств пород. В корах выветривания пористость пород непрерывно возрастает от нижних зон к верхним, достигая 50% и более. В ореолах околорудных (или околужильных безрудных) аргиллизированных пород пористость возрастает от внешних зон до средней части метасоматической колонки, а затем уменьшается по мере приближения к разлому, рудному телу или жиле (см. главу 3). В безрудных ореолах аргиллизированных пород, не вмещающих жил, максимум пористости приходится на центральную зону. Пористость аргиллизированных пород редко превышает 20%, обычно она менее 10%. Плотность продуктов выветривания соответственно уменьшается снизу вверх, а в ореолах аргиллизации минимальные значения плотности приходятся на среднюю часть метасоматической колонки.

Продукты выветривания имеют рыхлый, землистый облик¹. Аргиллизированные породы обычно прочные, крепкие. Наибольшей прочностью обладают породы внешней и центральной зон, для которых предел прочности на сжатие лишь ненамного меньше, чем для исходных пород.

Высокая прочность аргиллизированных пород объясняется главным образом двумя обстоятельствами: 1) фильтрация термальных растворов, имеющих меньшую вязкость, чем холодные воды, осуществляется по сети субмикроскопических пор и трещин; при гидротермальном метасоматозе породы не проходят стадии дезинтеграции, как при выветривании; 2) во внутренних частях метасоматической колонки, а нередко и по всей ее мощности глинистые агрегаты и реликтовый каркас породы цементируются кварцем, карбонатами

¹ В нижней зоне профиля выветривания породы могут быть прочными.

или рудосопровождающими ассоциациями. Глинистый облик метасоматитов еще не является свидетельством их супергенного происхождения. Известны многочисленные месторождения гидротермально-метасоматических бентонитов и каолинов.

СУПЕРГЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Изменение состава аргиллизированных пород в процессе выветривания изучено недостаточно. В горных районах преобразование аргиллизированных пород поверхностными водами в большинстве случаев весьма незначительно. Так, в районе Мэрисвейл по наблюдениям П. Ф. Керра (Kerr, 1957) гидрослюдизированные породы содержат вторичные урановые минералы, но глинистые минералы остаются такими же, как и на глубине. Поверхностное изменение, очевидно, не повлияло на глинистые минералы. В этом районе супергенное окисление сульфидов приводит к образованию пестроокрашенных «почвенных зон», которые выделяют области гидротермального изменения среди окружающей местности. К такому же выводу о воздействии супергенных растворов на аргиллизированные породы Передового хребта (США) пришли Ф. Г. Бонорино и Е. В. Тукер (Bonorino, 1959; Tooker, 1963). Вадозные воды осаждают материал в интерстициях между зернами, но не воздействуют на гидротермальные силикаты. Наиболее заметный эффект супергенного изменения — образование железистых каемок по обеим сторонам жил, которые особенно хорошо развиты в пиритовых жилах Голд-Хилл. Окислы марганца и железа сосредоточены в трещинах и пространстве между зернами во внешней части зоны гидрослюд; поверхности открытых трещин покрыты гидроокислами. Это вызвано окислением пирита в верхних горизонтах и фильтрацией железосодержащих кислых растворов вниз. Рассланцованные текстуры измененных пород благоприятны для циркуляции таких растворов. По данным Е. В. Тукера (Tooker, 1963), в большинстве случаев уже на глубине 60—70 м отмечаются лишь следы супергенного воздействия на сульфиды (слабая, спорадическая лимонитизация). Вместе с тем даже на рудниках с хорошо выраженной зоной окисления в жилах вмещающие породы почти не затронуты супергенным изменением. Во внешней и промежуточной зонах измененных пород растворы были почти нейтральными и поэтому почти не изменили глинистые псевдоморфозы. В центральной зоне кислые шахтные воды вызвали слабый катионный обмен и выщелачивание.

Вместе с тем оба автора отмечают, что при поверхностном осмотре трудно отличить природу изменения пород внешней зоны и продуктов заключительных фаз гидротермальной деятельности от продуктов выветривания, так как в этот период гидротермальные растворы будут вести себя как слабо нагретые вадозные воды. По данным Е. В. Тукера, поверхностное выветривание, усиленное окислением пирита, может приводить к образованию слабо оглиненных пород супергенного происхождения, подобных внешней зоне гидротермального изменения. Оценивая действия этого фактора в районе

Мэрисвейл, П. Ф. Керр пишет: «Гранит обычно слабо аргиллизирован, но такое изменение распространено широко. Можно было бы заключить, что это изменение вызвано серной кислотой, образовавшейся при окислении пирита. Однако в породах имеется слишком много оставшегося неизмененным пирита и слишком мало окисленного, чтобы предполагать супергенное происхождение этого изменения» (Kerr, 1957, стр. 113).

Некоторые исследователи связывают с процессами окисления медных вкрапленных руд и образование ореолов глинистого изменения вмещающих пород этих месторождений, но измененные породы этих месторождений, вскрываемые под окисленными рудами, являются гидротермальными образованиями, так как имеют четко выраженную горизонтальную зональность: гранодиорит (монзонит), зона пропилитового изменения, каолинит-монтмориллонитовая зона, каолинит-гидрослюдавая зона, гидрослюдаво-серицитовая зона, руда. Такая горизонтальная зональность наблюдается в мощных блоках первично однородного состава и не может образоваться в процессе выветривания, так как во всех зонах глинистыми псевдоморфозами замещены одни и те же исходные минералы — плагиоклаз, биотит и местами ортоклаз. Природная оторочка часто сложена агрегатами крупнокристаллического серицита, что необъяснимо с позиций гипотезы супергенного изменения пород. Зона, прилегающая к руде, является местом наиболее интенсивной фильтрации нисходящих растворов и в этой зоне серицит должен был бы перейти через стадию гидрослюд 1M, 1Md в каолинит. Однако этого не наблюдается; более того, по направлению к рудным телам полиморф 1M сменяется полиморфом 2M, что свойственно зональности, возникающей при гидротермальном изменении.

Внешние пропилитовые с хлоритом зоны вблизи поверхности содержат неокисленный пирит. Окисление пирита неизбежно привело бы к замещению хлорита, однако этих явлений не наблюдается. Отметим также низкотемпературные, типичные гидротермальные ассоциации в измененных породах, например трубообразные залежи алуниита в Сан-Мануэл (США). По П. Ф. Керру (Kerr, 1951) на порфириковых месторождениях гидротермально-метасоматические глинистые минералы и серицит претерпевают лишь незначительные изменения под действием поверхностных процессов.

К. Бэрнхем (Burnham, 1962) отмечает, что измененные породы медных месторождений с заметным супергенным обогащением богаты и каолинитом, часть которого образовалась при окислении руд. Однако увеличение доли каолинита вверх по разрезу измененных пород может быть обусловлено гипогенной вертикальной метасоматической зональностью, столь характерной для близповерхностных условий. Следует отметить, что природа руд зоны вторичного обогащения нуждается в тщательном анализе, так как халькозин, борнит и другие минералы этой зоны могут быть продуктами низкотемпературной гидротермальной стадии, следующей за высоко-среднетемпературным периодом отложения халькопирита.

По мнению В. П. Федорчука (1959), гидрослюда и минералы группы каолинита на Хайдарканском ртутно-сурьмяном месторождении возникли при выветривании серицита, характерного для наиболее глубоких горизонтов месторождения, где глинистые минералы встречаются реже. Материалы о зональности в распределении глинистых минералов вблизи поверхности (по сравнению с таковым на глубине), имеющие большое значение при анализе природы глинистого изменения, не приводятся. Как впоследствии показал В. П. Федорчук (1964 г., 1969 г.), гипогенная аргиллизация чрезвычайно широко развита в рудных полях ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии.

Ведущим процессом супергенного изменения пород и почв является деградация минералов с превращением хлоритов и слюд в минералы типа вермикулита, монтмориллонита и в каолинит. Процесс деградации начинается с выщелачивания межслоевых ионов, затем ионов кристаллической решетки с замещением их ионами кремния и алюминия (Millot *et al.*, 1966). Последовательность выветривания слюды — гидрослюда — вермикулит — монтмориллонит отмечается и в других районах (Correns, 1963; Guven, Kerr, 1966). В процессе почвенного выветривания пестроцветных пород в шт. Индиана происходит изменение каолинита и слюды (иллита) в монтмориллонит и смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориллонит (Murray, Leininger, 1956).

Выветривание хлорит-слюдистых сланцев также приводит к образованию смешанно-слоистых минералов, количество которых возрастает вверх по разрезу пласта сланцев. Химически выветривание выражается в окислении железа в октаэдрических слоях или в замещении калия в иллите группами OH^- (J. L. Harrison, H. H. Murray, 1959 г.). В умеренном климате средних широт гидрослюды замещаются монтмориллонитом и каолинитом. В тонкой фракции почвенного горизонта преобладает смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориллонит, образующий серию переходов от гидрослюды к монтмориллониту и возрастает количество каолинита (П. Г. Вербицкий, 1965 г.).

А. Хейдеман (A. Haudemann, 1966 г.) изучал поведение каолинита, иллита и монтмориллонита при обработке водой в интервале рН 3—10. Каолинит в кислой и щелочной средах переходит в раствор стехиометрически, в нейтральной среде в растворе накапливается кремний. Предпочтительный переход в раствор кремния монтмориллонита наблюдается в любой среде, а у гидрослюды — в нейтральной и кислой среде. Обнаружено уменьшение степени совершенства структуры в гидротермальных каолинитах, подвергшихся воздействию холодных кислых вод (A. Oberlin, C. Tchoubar, 1960 г.).

Выводам, которые могут быть сделаны на основе экспериментальных работ, соответствуют результаты изучения коры выветривания (так называемых «беляков») на гидротермально гидрослюдизированных кислых эффузивах и гранитах рудных полей Южного Казахстана. По данным Л. Н. Заварзина и В. Н. Васильевой (устные

сообщения), «беляки» на гидрослюдизированных породах состоят из двух зон: верхней каолиновой и нижней каолинит-монтмориллонитовой. Мощность коры выветривания в среднем не превышает первых метров, местами достигает 60 м.

На описанных автором ореолах аргиллизированных пород продуктов глубокого химического выветривания не обнаружено. В Верхне-Олекминском районе, на Ононском участке, на месторождении Большой Шаян отмечалось лишь образование дресвы аргиллизированных пород в условиях горного рельефа. На Чемпуринском месторождении в делювии аргиллизированных пород вкрапленники пирита местами были выщелочены и замещены лимонитом в поверхностной корочке толщиной в несколько миллиметров.

В районе бентонитового месторождения Цихис-Убани (см. гл. 9) гидротермально-метасоматические бентониты на поверхности замещались каолинитом в условиях тропического выветривания. Кора выветривания на бентонитах этого района изучена В. Н. Разумовой (1970 г.).

О ЛИНЕЙНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

По зонам тектонических нарушений нижняя граница выветривания может опускаться на большую глубину, образуя линейно вытянутые «языки» площадной коры. Распространение линейной коры на глубину ограничивается базисом эрозии, а ее алюмосиликатный состав, строение и физические свойства в основе своей подобны таковым для связанной с ней площадной коры, так как оба типа коры выветривания образуются в процессе кислотного выщелачивания под действием нисходящих поверхностных вод. Вследствие ничтожной роли боковой фильтрации (относительно разрывных нарушений) по сравнению с вертикальным просачиванием в линейной коре выветривания, как и в площадной, зональность продуктов выветривания несимметричная (односторонняя) вертикальная (рис. 77), подобная наблюдаемой в зоне окисления рудных месторождений.

Относительно лучше прочих изучены линейные коры выветривания в серпентинизированных ультрабазитах (И. И. Гинзбург, 1946 г., 1947 г.; В. Н. Разумова, А. Г. Черныховский, 1963 г.). С глубиной фильтрация растворов уменьшается, поэтому в нижних зонах линейных кор выветривания могут отлагаться минералы, не характерные для площадей коры (например, минералы кремнезема, карбонаты). Линейные коры выветривания отличаются от ореолов аргиллизированных пород теми же признаками, что и площадные коры: геометрией ореолов, составом и зональностью измененных пород, геохимией процесса, физическими свойствами пород и рудоносностью. Наличие зон цементации в нижних частях некоторых линейных кор выветривания свидетельствует о затрудненном просачивании растворов на глубине, поэтому мощные, протяженные на глубину коры выветривания в изверженных породах вряд ли могут образоваться даже выше базиса эрозии, так как кислотное выщелачивание пород неизбежно связано с выносом огромного количества вещества, для

транспортировки которого требуется тем большее количество растворов, чем ниже их температура. Даже при гидротермальной аргиллизации, когда удельный вынос вещества несравненно более умеренный, чем при выветривании, суммарное количество удаленных из ореола продуктов достигает огромных величин.

Рассчитаем вынос в относительно небольшом ореоле аргиллизированных пород. Ореол аргиллизированных гранит-порфиров имеет симметричное строение и состоит из трех зон: 1) внешняя зона хлоритового изменения (обр. 59/61-2) суммарной мощностью 20 м; 2) промежуточная зона каолинит-монтмориллонитового изменения

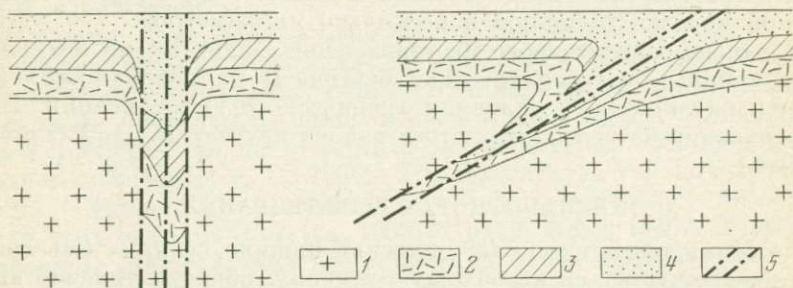


Рис. 77. Принципиальная схема строения линейной коры выветривания при крутом и пологом направлении разломов (трещиноватости)
1 — неизменная порода; 2—4 — зоны коры выветривания в последовательности от нижней к верхней; 5 — разрывные нарушения

(обр. 3/3) соответственно 10 м; 3) внутренняя каолинитовая зона (обр. 3/1) соответственно 20 м. Зоны прослеживаются по простиранию на 1 км и по падению на 500 м. Объем зон: внешней 10 000 000 м³, промежуточной 5 000 000 м³, внутренней 10 000 000 м³. Этот ореол составляет только небольшую часть описанного ранее участка Первого Верхне-Олекминского района.

Расчет, произведенный только для окислов, выносимых из всех зон (кремнезем, железо, магний, кальций, натрий), показывает, что только этих окислов выносятся 5 221 000 т. Если учесть вынос других элементов и реальный объем участка, то количество удаленного вещества возрастает во много раз.

Как справедливо отмечает В. П. Петров (1967), линейные коры не могут развиваться самостоятельно, вне связи с площадной корой выветривания этого времени. Так как площадная кора выветривания развивается в условиях пенеплена, то предположение об образовании линейной коры выветривания по изверженным полнокристаллическим породам с перепадом мощности выветривания относительно подошвы площадной коры до 500 м и более невольно вызывает вопрос: где же выходили на поверхность «отработанные» растворы, которые должны были удалить с места реакций, как показывают элементарные расчеты, огромное количество вещества, тогда как «корни» предполагаемых линейных кор выветривания часто

находятся намного ниже как современного базиса эрозии, так и допускаемого палеореконовструкциями. При гидротермальной аргиллизации вещество выносится на поверхность над ореолами и в нижних частях их регистрируется только убыль вещества.

Среди немногих обстоятельно изученных линейных кор выветривания имеются примеры линейной коры с горизонтальной зональностью относительно разрывных нарушений, по которым она развивается. В работах М. Д. Дорффмана (1957 г., 1960, 1962 г.) сообщается о линейной коре выветривания, приуроченной к зонам разломов и прослеживающейся на глубину более 200 м при мощности около 5 м, образовавшейся при отсутствии площадной коры.

По описаниям М. Д. Дорффмана, в пределах зоны дробления в ийолитах центральная зона состоит из монтмориллонита с прожилками и скоплениями цеолитов. В пределах этой зоны обычны прожилки кварца, согласные с падением зоны разлома, отмечаются скопления халцедона, по трещинам в которых видны тонкие жилки кварца и кристаллы пирита. Внешняя зона бейделлитовая.

В других случаях наблюдается следующая последовательность зон в горизонтальном и вертикальном направлениях: ийолит — зона гидрослюд — зона нонтронитовая с гидрослюдой — зона существенно гидрослюдяного состава с халцедоновидным кварцем и гидротематитом. Гипергенная природа значительной части минералов этого профиля не доказана. Кварц, цеолиты, монтмориллониты, гидрослюда являются обычной низкотемпературной гидротермальной ассоциацией. Как считает М. Д. Дорффман, доказательством гипергенного происхождения цеолитов (филлисита, томсонита, натролита) может служить их тесная парагенетическая связь с бейделлитом, монтмориллонитом, франколитом. Ошибочность этого тезиса очевидна, тем более, что для этого района имеются прямые указания на гидротермально-метасоматическое происхождение глинистых псевдоморфоз по нефелину и другим минералам (Е. И. Семенов, 1959 г.; С. С. Курбатов и др., 1959 г.; Н. П. Чирвинский, 1965 г.) Описанные М. Д. Дорффманом образования представляют собой, возможно, слабо выветрелый ореол гидротермальной аргиллизации (преимущественно гидрослюдизации) в ийолитах, в котором кварц, цеолиты и гидрослюды являются гидротермально-метасоматическими, а лимонит и, возможно, частично монтмориллонит связаны с окислением сульфидов и разрушением гидрослюд вблизи поверхности. Сохранность в подвергшихся глинистому метасоматозу породах ортоклаза (по всему разрезу) также указывает на необычные для выветривания условия метасоматоза.

Линейные коры выветривания описываются обычно для рудных полей средне-низкотемпературных месторождений, где вероятность гидротермального глинистого метасоматоза вмещающих пород очень велика. Так как эффект гидротермального изменения пород при этом достоверно не оценивается, то вызывает сомнение и достоверность выводов о гипергенной природе некоторых минералов описываемых ассоциаций линейных кор.

Глава десятая

АРГИЛЛИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В историческом обзоре отмечалось, что изучение гидротермального глинистого изменения пород началось на материале каолиновых месторождений рудных районов. Несколько позже появились доказательства гидротермально-метасоматического происхождения некоторых месторождений бентонитов, залегающих среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАОЛИНА И ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН

Месторождения каолинов гидротермального происхождения, представляющие собой внутреннюю или промежуточную зону интенсивного преобразования ореола измененных пород, довольно многочисленны. Примером таких месторождений является Сакисовское на Алтае (Н. Н. Курек, 1930 г.) и Береговское в Закарпатье, приуроченное к верхней части разреза измененных липаритовых туфов, к кварц-алунит-каолиновой сольфатарной шляпе полиметаллического месторождения. Часть залежей каолина этого месторождения сформировалась, вероятно, после образования полиметаллических жил под действием пострудных кислых растворов.

Месторождения огнеупорной глины, образовавшиеся в результате гидротермального замещения кислых вулканических пород, довольно многочисленны в горнорудных округах США. Хейстек (Heystek, 1963) детально изучил минералогию каолинового месторождения в горах Касл-Маунтин (шт. Калифорния), приуроченного к зоне гидротермальной переработки риолитов и их туфов вдоль крутопадающих вертикальных разломов. Помимо каолинита метасоматические глины содержат монтмориллонит, смешанно-слойные минералы типа гидрослюда-монтмориллонит, кварц, кристобалит, полевои шпат.

Аналогичное происхождение имеют огнеупорные глины месторождений Иванпа, округ Сан-Бернардино, шт. Калифорния. Продукты

гидротермального изменения риолитов и их туфов также имеют монтмориллонит-каолининовый состав. В этом же округе находится знаменитое месторождение гекторита (литцевого монтмориллонита) Гектор, также гидротермально-метасоматического происхождения.

В Алавердском районе Армянской ССР, поблизости от Алавердского медно-молибденового месторождения находится Дзехское (Ту-манянское) месторождение огнеупорных глин, описанное Г. Пирумовым (1937 г.). Г. А. Мачабели, Г. М. Смирнов, Р. Л. Шубладзе (1959 г.) провели минералогическое изучение глин этого месторождения и выявили каолини-гидрослюдяной, диккитовый (?),

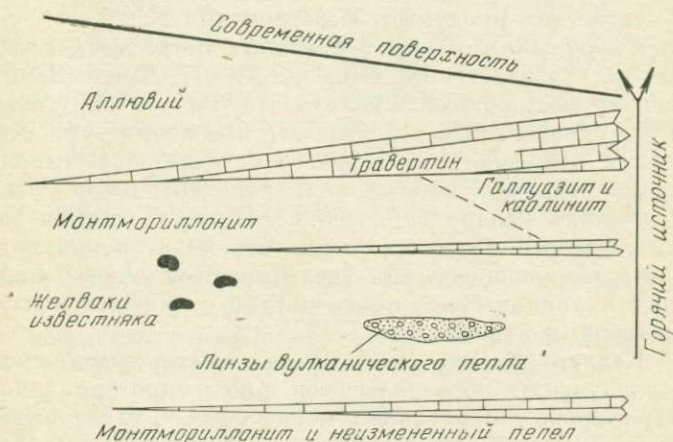


Рис. 78. Схематический разрез месторождения глин Фокс (шт. Юта, США), показывающий распределение глинистых минералов относительно канала горячего источника (Ames, Sand, 1959)

каолини-галлаузитовый и монтмориллонитовый типы глин. Г. Пирумов (1937 г.) высказал мнение о гидротермальном метасоматическом происхождении огнеупорных глин этого месторождения. Г. А. Мачабели, Г. М. Смирнов и Р. Л. Шубладзе (1959 г.), отмечая наличие в глинах таких минералов, как барит, эпидот, цоизит, неокисленный пирит, считают, что вулканогенные породы сначала подвергались выветриванию, а затем действию термальных растворов. С процессами выветривания связывается образование гидрослюды, а с гидротермальной деятельностью — каолинита и кварца. Правомерность выделения супергенных минеральных ассоциаций, предшествующих гидротермально-метасоматическим, сомнительна.

В Азербайджане известны гидротермально-метасоматические огнеупорные глины, образовавшиеся в результате воздействия поствулканических растворов на кварцевые порфиры. Огнеупорные глины залегают среди вторичных кварцитов, каолинизированных

и серицитизированных эффузивов в виде жил и линз размером до $25 \times 400 \times 50$ м. Выделяются каолиновый, каолинит-гидрослюдяной и каолинит-монтмориллонитовый типы глин (З. С. Муллаталипова, 1965 г.).

Гидротермально-метасоматические месторождения каолина, образовавшиеся по гранитам, кварцевым диоритам и гнейсам, известны во Франции (J. Nicolas, 1953 г., 1957 г.) и Финляндии (J. Nicolas, 1958 г.). С термальной деятельностью связано и образование каолиновых залежей в районе Карловых Вар (Вакул, Бабурек, 1967). Широко известные каолиновые месторождения Корнуолла также являются гидротермальными (С. S. Exley, 1964 г.), но В. П. Петров (1965 г.) считает их продуктом выветривания.

Имеются сообщения о гидротермальных метасоматических месторождениях галлуазита. Л. Б. Санд и Л. Л. Амес (Sand, Ames, 1958) описали месторождение галлуазита Фокс в округе Юта (шт. Юта). Глины образовались в результате изменения туфа и вулканического пепла под действием горячего источника. В глинах, перекрытых травертинами, наблюдается горизонтальная зональность (рис. 78). Вблизи канала горячего источника возникли галлуазит и каолинит, которые по простиранию переходят в монтмориллонитовые глины, сменяющиеся при удалении от источника пластом неизмененного вулканического пепла и туфа с линзами монтмориллонита и желваками карбонатов.

В. Д. Келлер (Keller, 1963) описал месторождение энделлита ($4\text{H}_2\text{O}$ — галлуазит), образовавшееся при гидротермальном изменении витрофировых перлитовых пород близ Гуадалайра в Мексике.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕНТОНИТОВ И МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ ГЛИН

Монтмориллонитовые глины образуются во внешней зоне ореола гидротермального изменения пеплов и туфов среднего и основного состава. Гидротермально-метасоматические месторождения бентонитов известны в СССР, США, Венгрии, Италии (о. Понца), Болгарии, Испании и в других странах.

А. М. Блох (1959) описал залежи бентонитовых глин в Восточном Забайкалье, образовавшиеся при гидротермальном изменении туфов кварцевых порфиров в толще озерных дресвяников нижнемелового возраста. Дж. Л. Мартин-Вивальди (J. L. Martin-Vivaldi a. o., 1956 г.; Martin-Vivaldi, 1963) предполагает гидротермально-метасоматическое происхождение бентонитовых месторождений в районе Кабо де Гата (Юго-Западная Испания) и в вулканической провинции Гуэлайя (Северное Марокко).

Е. Немец и А. Варью (E. Nemesz, A. Varju, 1962 г.) описали бентонитовые горизонты, образовавшиеся в результате изменения проклястических пород в сарматской вулканогенной толще Токайских гор. Залежи бентонитов, ассоциирующие с адуляризованными

и цеолитизированными породами, рассматриваются как гидротермальные.

Гидротермально-метасоматические бентонитовые месторождения известны в Болгарии (Г. Атанасов и др., 1965 г.).

Известное бентонитовое месторождение (гекторита) Гектор в Калифорнии также является гидротермально-метасоматическим (Ames, e. a., 1958). В районе Гектор залежи бентонита находятся в верхней части андезитовой толщи Ред-Маунтин нижнеплиоценового (?) возраста. Бентонитовые залежи, образовавшиеся в результате изменения туфа и вулканического пепла, контролируются сбросовой зоной северо-западного простирания, протягиваясь вдоль нее на расстоянии около 5 км. По данным Л. Л. Эймса, Л. Б. Сэнда и С. С. Голдича, под действием горячих источников туф и пепел изменились в клинофиллит, который при дальнейшем действии термальных растворов, содержащих литий и фтор, перешел в гекторит. Бентониты гидротермального генезиса разрабатываются в районе кальдеры Балфрок-Хиллс в шт. Невада (H. R. Cornwall, F. J. Kleinhampl, 1964 г.). Гидротермально-метасоматические месторождения щелочных бентонитовых глин известны в Грузинской ССР.

Измененные породы Цихис-Убанского месторождения бентонитовых глин и одноименного свинцово-цинкового рудопроявления в Махарадзевском районе Грузинской ССР

Месторождение бентонитовых глин Цихис-Убани приурочено к пласту биотитовых туфов; в северной части месторождение перекрыто порфиристыми туфобрекчиями эоценового возраста. С юга биотитовые туфы граничат с трахитом возможно интрузивного происхождения. В области контакта с биотитовыми туфами трахит окварцован и вмещает широтного простирания жилки кварца с галенитом и сфалеритом, имеющие в раздувах мощность до 40 см. На месторождении действуют термальные источники.

Бентонитовые глины, образовавшиеся по биотитовым туфам и в настоящее время разрабатывающиеся, изучались А. А. Твалчрелидзе и С. Филатовым (1933), А. А. Твалчрелидзе и др. (1941 г., 1950), Д. С. Белянкиным и В. П. Петровым (1950 г., 1951 г.), Б. Б. Звягиным, Е. Л. Лапидус и др. (1949 г.).

А. А. Твалчрелидзе, С. Филатов, Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе считали бентонитовые глины Цихис-Убани продуктом преобразования туфов трахитового состава постмагматическими растворами. Д. С. Белянкин и В. П. Петров высказали предположение об образовании бентонита в результате выветривания туфов, которое происходило одновременно с образованием прибатумских красноземов. Однако А. А. Твалчрелидзе, Г. С. Дзоценидзе и Н. И. Схиртладзе (1950) отрицают возможность образования бентонитов в результате выветривания и приводят следующие аргументы в пользу их гидротермального метасоматического происхождения:

1) сильно изрезанный рельеф района не благоприятствует длительному химическому выветриванию. Интенсивные процессы денудации исключают возможность сохранения значительных скоплений глин; 2) отсутствие признаков окисления в глинах, содержащих пирит, галенит, сфалерит; 3) бентониты по простиранию резко переходят в свежие зеленые пемзовые туфы, являющиеся материнской породой бентонитов; 4) установлено пропилитоподобное изменение вмещающих бентониты пород. Гидротермальная деятельность свя-

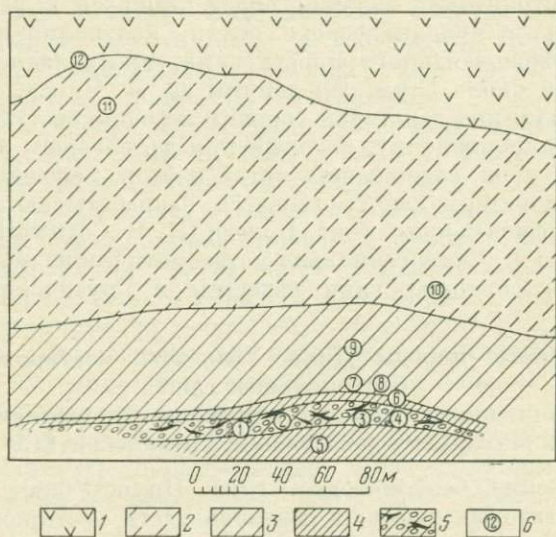


Рис. 79. План измененных пород рудопроявления Цихис-Убани

1 — туфобрекчии; 2—5 — зоны аргиллизации: 2 — монтмориллонитовая (бентонит), 3 — каолинит-гидрослюдяная, 4 — гидрослюдяная, 5 — гидрослюдяно-кварцевая с рудными прожилками; 6 — места взятия образцов и их номера

зана, по их мнению, с внедрением верхнеэоценовых щелочных сиенитов или с вулканическими очагами, давшими мощные скопления трахитовых пемзовых туфов.

Бентонитовое месторождение Цихис-Убани было обследовано нами в 1964 г. совместно с З. Мжавия (КИМС), когда карьером были вскрыты сульфидные кварцевые жилы в трахитах. В направлении от кварцевых жил к туфобрекчиям выявлена следующая зональность измененных пород (рис. 79): гидрослюдяно-кварцевая зона (по трахитам), гидрослюдяная зона, каолинит-гидрослюдяная зона, монтмориллонитовая зона (по биотитовым туфам), хлоритовая зона (по туфобрекчиям).

Минеральный состав глинистой фракции пород перечисленных зон определен по данным термического анализа (рис. 80) электронной микроскопии, электронографии и рентгеновского анализа (рис. 81).

Состав измененных пород описывается в направлении от внутренних зон к внешним.

Гидрослюдяно-кварцевая зона насыщена сетью кварцевых жилок с сульфидами и образовалась по трахитам. Первичная порода состояла из микролитов полевого шпата и стекла. Микролиты полевого шпата ($0,02 \times 0,5$ мм) в измененной породе представлены ортоклазом, возможно адуляром. Стекло замещено криптозернистым

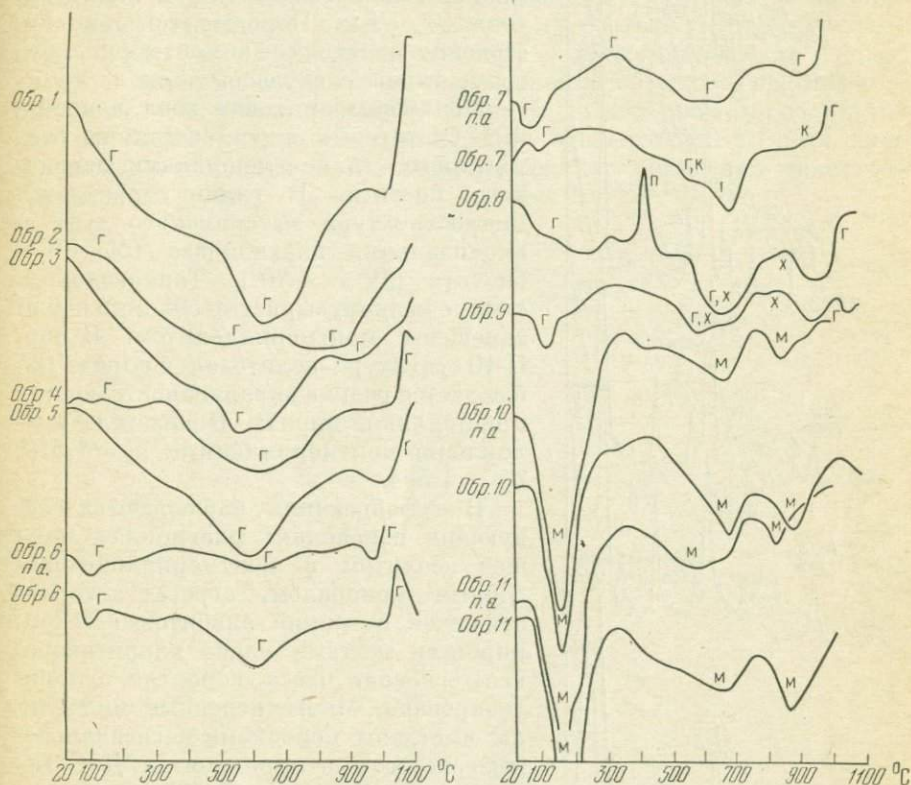


Рис. 80. Термограммы природных агрегатов (н. а.) и фракций $\leq 0,005$ мм аргиллизированных пород Цихис-Убани

кварцем и тонкочешуйчатой гидрослюдой 1М. Округлые обособления гидротермального кварца с зернами размером до 0,1 мм выполняют пустоты (?). Мощность зоны 4—7 м.

Гидрослюдяная зона — продукт замещения биотитовых туфов — объединяет рыхлые светлые породы, состоящие из агрегатов гидрослюды и тонкозернистого кварца с кристалликами пирита. Мощность зоны около 5 м.

Гидрослюдяно-каолинитовая зона представлена светло-серыми глинистыми породами с обильными кристалликами пирита со стороны внутреннего края. Порода состоит из обособлений агрегатов гидро-

слюды размером до 0,1 мм в массе тонкозернистого кварца с выделениями крупнозернистого гидротермального кварца. При просмотре шлифов каолинит не был обнаружен в породе, но его отражения зарегистрированы дифрактометром (обр. Ц-7).

Судя по интенсивности отражений, содержание каолинита в глинистой фракции не превышает 10%. Мощность зоны 40—50 м. Породы этой зоны постепенно переходят в монтмориллонитовые глины следующей зоны.

Монтмориллонитовая зона измененных биотитовых туфов состоит из бентонитовых глин с чешуйками первичного биотита. В глине сохраняется микроструктура материнского туфа и вкрапленники плагиоклаза (№ 40) и биотита ($2V = -10^\circ$). Тонковолокнистые и мелкопузыристые обломки пемзы замещены монтмориллонитом. В обр. Ц-10 структура пелитовая, в породе наблюдается редкая вкрапленность мелких кристалликов пирита. Показатели преломления монтмориллонита: $n'_p = 1,518$, $n''_p = 1,504$.

В туфобрекчиях наблюдаются следующие изменения: плагиоклаз замещен цеолитом и монтмориллонитоподобным минералом, агрегат которого заключен в тонкий альбитовый чехол; пироксен местами слабо хлоритизирован, основная масса, вероятно, хлоритизирована. Многочисленные миндалины выстланы корочками магнезиально-железистого монтмориллонита. Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1950 г.) сообщили о цеолитах в туфобрекчиях. Изменение, наблюдаемое в андезитовых туфобрекчиях, характерно для самой внешней зоны ореола гидротермального изменения.

Описанная горизонтальная последовательность зон типична для гидротермально аргиллизированных пород и подтверждает ранее высказанное мнение А. А. Твалчрелидзе и С. Филатова (1933)

о гидротермальном происхождении бентонитовых глин Цихис-Убани. Процессы выветривания затрагивают верхнюю часть пласта бенто-

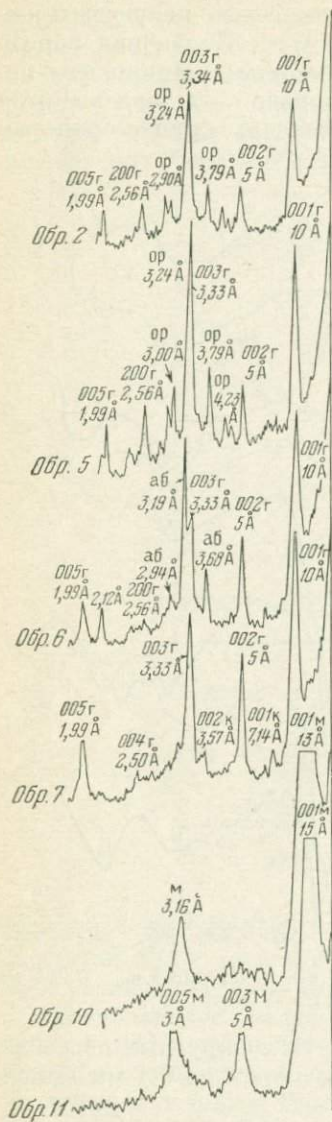


Рис. 81. Дифрактограммы фракций $\leq 0,005$ мм аргиллизированных пород Цихис-Убани

нитовой глины и выражаются в каолинизации бентонита. Вероятно, примесь каолинита в каолинит-гидрослюдяной зоне обусловлена супергенными процессами, однако отсутствие каолинита в глиноподобных породах гидрослюдяной зоны и в гидрослюдяно-кварцевой зоне делает такое предположение маловероятным (разумеется, только в отношении обследованного горизонтального сечения). Трудно также согласиться и с мнением М. А. Ратеева (1967) о том, что бентонитовые глины этого района образовались путем последовательной серии замещений, каждое из которых соответствует определенному этапу: андезито-трахитовый туф → диоктаэдрическая гидрослюда → неупорядоченный смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит → монтмориллонит (бентонит). Выявленная горизонтальная зональность глинистых минералов относительно рудных жил предполагает обратную последовательность замещений андезито-трахитового туфа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Околорудные породы привлекают внимание геологов потому, что они являются продуктом гидротермального процесса, одной из сторон которого является концентрация рудного вещества в сердцевинах их ореолов. Нарастающее число сообщений об околорудной аргиллизации пород, выявляемой в разнообразной геологической обстановке, в рудных полях средне-низкотемпературных месторождений меди и молибдена, свинца и цинка, урана, золота и серебра, ртути, сурьмы, мышьяка и других металлов, от гиабиссальных эндоконтактовых до телемагматических, в породах всего диапазона основности позволяет предполагать, что аргиллизация пород является одним из самых распространенных метасоматических процессов, теснейшим образом связанным с формированием гидротермальных рудных концентраций. Несомненно, сведения об аргиллизированных породах будут возрастать в процессе более тщательного изучения состава полей околорудных пород, называемых обычно серицитизированными, пропицитизированными, вторичными кварцитами, а также измененных пород телетермальных месторождений.

Состав и строение рудовмещающих ореолов аргиллизированных пород невозможно объяснить только теорией синхронной зональности. Формирование ореолов аргиллизированных пород, начинающееся с развития синхронной зональности в период кислотного выщелачивания (предрудной), продолжается в период рудоотложения (рудосопровождающий щелочной метасоматоз) и после него (ревыщелачивание). Эволюцию кислотности — щелочности растворов в процессе аргиллизации пород в рудовмещающих ореолах с самых общих позиций может объяснить теория опережающей волны кислотности Д. С. Коржинского, но осаждение легко фильтрующихся металлов повышенной основности именно в сердцевинах ореолов аргиллизированных пород подсказывает необходимость создания единой теории метасоматоза и сопряженного с ним рудообразования на основе законов физики и химии.

Динамическая модель преобразования пород в периоды предрудного кислотного выщелачивания, рудосопровождающего и послерудного метасоматоза представляет интерес для систематики мета-

соматитов. В соответствии с этой моделью некоторые околожильные метасоматиты (например, березитоподобные, кварц-ортоклазовые породы), выделяемые иногда в ранге формаций, могут рассматриваться лишь как частные варианты метасоматических серий.

Благодаря склонности глинистых минералов к трансформациям, аргиллизированные породы содержат информацию об эволюции гидротермального процесса, об отсутствии или проявлении рудосопровождающего преобразования и его интенсивности. Пока еще немногочисленные материалы показывают, что на основе выявления соотношений продуктов дорудного и рудосопровождающего метасоматоза и направленности эволюции минеральных форм последнего как функции рудонасыщенности ореолов возможна количественная оценка рудоносности полей аргиллизированных пород. Прогноз рудоносности полей аргиллизированных пород должен быть основан на диагностике метасоматического вещества точными методами анализа, обеспечивающими достоверное выявление тех особенностей минералов, которые могут быть использованы для поисков руд. В этом направлении необходима еще большая исследовательская работа, изучение всех трансформационных минеральных рядов рудосопровождающегося периода в связи с формированием разнообразных руд, в сечениях по всему интервалу удаленности от рудных тел, особенно в надрудных сечениях.

Особое значение имеет знание состава, строения и закономерностей формирования ореолов аргиллизированных пород для отличия их от продуктов выветривания, а также для решения проблемы генезиса стратиформных месторождений в осадочных толщах. Расшифровка закономерностей формирования окolorудных пород этих месторождений и сопоставление их с особенностями гидротермальной аргиллизации, выветривания и диагенеза дадут объективные данные к познанию их генезиса и позволят более успешно вести поиски и разведку таких месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Башарина Л. А. Экзотические базальтовые и андезитовые лавы Камчатских вулканов. В сб. «Современный вулканизм», т. 1. М., изд-во «Наука», 1966.

Бергер В. И. Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород на алданских месторождениях горного хрусталя. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., изд-во «Недра», 1966.

Блох А. М. Бентонитовые глины в Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.

Вакул Я., Бабурек И. В. Гидротермальный каолин из Киселки. В сб. «Кора выветривания», вып. 8. М., изд-во «Наука», 1967.

Василевский М. М. Зональность и рудная минерализация сольфатарно-измененных пород Быстринского района Камчатки. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 87, вып. 3, 1958.

Василевский М. М., Ротман В. К. Металлогения мезо-кайнозойских вулканогенных формаций Охотско-Ниппонской геосинклинальной области. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. М., изд-во «Недра», 1965.

Василевский М. М. О понятии пропилит и процессе пропилитизации. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 95, вып. 6, 1966.

Виклова М. Ф. Значение разных методов минералогического анализа для исследования состава глин. Acta Universitat Carolinae — Geologic Supplement, № 1, Praha, 1961.

Власов Г. М. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношении к рудам. Тр. Лабор. палеовулканол. Казах. ин-та минер. сырья, вып. 3. Алма-Ата, 1964.

Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. «Геология рудных месторождений», 1965, № 5.

Волостных Г. Т., Наковник Н. И. и др. Замечания к статье Ю. В. Казыцына и Г. В. Александра «О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров около рудных тел». «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.

Волостных Г. Т. Аргиллизированные породы одного из рудных полей Восточного Забайкалья и их поисковое значение. Мат-лы годичной сессии Учен. совета ВСЕГЕИ, 1963.

Волостных Г. Т. Формирование зональности аргиллизированных пород на примере редкометалльных месторождений Восточного Забайкалья. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд-во «Недра», 1966.

Волостных Г. Т. О минералогических критериях рудоносности аргиллизированных пород. В сб. «Проблемы метасоматизма». Л., 1969.

Гаврикова С. Н., Юдин И. М. Метасоматическая зональность медно-молибденовых руд месторождений Коуирад и Карабас. «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Сб. статей под ред. Х. Бариса. М., изд-во «Мир», 1970.

Гинзбург И. И. Каолин и его генезис. Изв. Петерб. политехн. ин-та, т. 17, 1912.

Гогинский В. Г. Сольфатарные метасоматиты Болнисской рудной области (Южная Грузия) как поисковые критерии. Тр. Кавказ. ин-та минер. сырья, вып. 2(4), 1960.

Дорфман М. Д. Линейная (трещинная) кора выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр. В сб. «Кора выветривания», вып. 3. М., изд-во АН СССР, 1960.

Елеева И. В., Русинова О. В. Генезис и поисковое значение кварц-каолиновых образований верхних горизонтов Балейского месторождения. «Геология рудных месторождений», 1969, № 4.

Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., Изд-во «Недра», 1965.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., изд-во иностр. лит., 1954.

Ицксон Г. В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловянного месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Казарян А. Г. О различии гипогенной и гипергенной каолинизации. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1962.

Казицын Ю. В., Александров Г. В. О метасоматической зональности при аргиллизации гранит-порфиров около рудных тел. «Геология рудных месторождений», 1959, № 5.

Казицын Ю. В. Околожильная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении. Докл. АН СССР, т. 134, № 6, 1960.

Казицын Ю. В. Минералого-геохимические особенности аргиллизации основных пород. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, вып. 4, 1962.

Казицын Ю. В. Метасоматическое минералообразование в рудных жилах и околорудных измененных породах. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.

Казицын Ю. В. Сванбергитизация — новый тип околорудного изменения гранитоидов. Докл. АН СССР, т. 161, № 2, 1965.

Казицын Ю. В. О необходимости выделения нового формационного типа околорудных метасоматитов. В сб. «Мат-лы ко II конфер. по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Казицын Ю. В., Чернозук С. Г., Ничипоренко Г. О., Дубик О. Ю. Диффузионная колонка аргиллизации. Докл. АН СССР, т. 173, № 1, 1967.

Керр П. Ф. Гидротермальное изменение и выветривание. В сб. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит., 1957.

Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрещинном метаморфизме и жилах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 75, вып. 4, 1946.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд-во «Недра», 1966.

Кузнецов В. А., Щербань И. П. Гетерогенность кварцево-карбонатных пород листовитового облика и связь с ними ртутного оруденения. «Геология и геофизика», 1962, № 10.

Курицына Г. А. Гипогенный каолинит — новый минерал рудовмещающих пород Красноуральских колчеданных месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 42, 1959.

Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1963.

Лазаренко Э. А. Вторичные кварциты Закарпатья, их рудоносность и генезис. Мат-лы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.

Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., изд-во «Наука», 1964.

Малеев Е. Ф. Вулкано-плутонические и рудные формации Закарпатья. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1965.

Мерлич Б. В. Стадии эндогенного минералообразования в Закарпатья. Мат-лы комиссии минералогии и геохимии КБА, № 1. Изд-во Львов. ун-та, 1961.

Мерлич Б. В. О генезисе метациннабарита из Закарпатья. «Геология рудных месторождений», 1963, № 5.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Милло Ж. Геология глин. М., изд-во «Мир», 1968.

Набоко С. И. Вулканические экзгальсия и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулканол., вып. 16, 1959.

Набоко С. И., Рябичкина Е. П. Условия аргиллизации в районах щелочных термальных вод вулканических областей. Бюлл. вулканол. станций, № 33, 1962.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., изд-во «Недра», 1966.

Наковник Н. И. О накрите и прочих каолиновых минералах СССР. Зап. Всеросс. минер. об-ва, ч. 70, № 1, 1941.

Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 83, вып. 2, 1954.

Наковник Н. И. О новом типе окolorудных изменений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 86, вып. 6, 1957.

Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропицитов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, вып. 4, 1963₁.

Наковник Н. И. Замечания к статье Н. В. Логвиненко и В. А. Франк-Каменецкого «О дикките». Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92, вып. 3, 1963₂.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1964.

Нельсон Б., Рой Р. Синтез хлоритов и их структурный и химический состав. В кн. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». М., Изд-во иностр. лит., 1963.

Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Измененные породы Коунрадского месторождения медно-порфировых руд и андалузита в Центральном Казахстане. В сб. «Мат-лы ко II конфер. по окolorудному метасоматизму». Л., 1966.

Омельяненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных окolorудных изменений и попытка их систематизации. В сб. «Проблемы метасоматизма». М., изд-во «Недра», 1970.

Пампура В. Д., Гормашева Г. С. Зональность при околотрепцинном метасоматозе близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения. В сб. «Геохимия рудных месторождений», М., изд-во «Наука», 1964.

Пампура В. Д., Афонина Г. Г. Гидротермальная аргиллизация гранитоидов близ кварц-молибденовых жил Шахтаминского месторождения (Восточное Забайкалье). Докл. АН СССР, т. 159, № 2, 1964.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.

Петровская Н. В. и др. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балецкого рудного поля (Восточное Забайкалье). Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, ч. 1 и 2, 1961.

П и о т р о в с к и й Г. Л. К вопросу о генезисе киновари и метациннабара. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.

П л я ш к е в и ч Л. Н. Взаимоотношения процессов метасоматоза и оруденения в рудных полях эпitherмальных месторождений золота на Северо-Востоке СССР. В сб. «Мат-лы ко II конфер. по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Р а т е е в М. А. Последовательность гидротермальных преобразований вулканических пород в бентонитовые глины Асканского месторождения Грузинской ССР. Докл. АН СССР, т. 175, № 3, 1967.

Р а т м а н И. П., А л е к с а н д р о в Г. В. Андалузитсодержащие эндо-контактные метасоматиты гранитоидных интрузий. Тр. Кавказ. ин-та минер. сырья, серия геол., вып. 6 (8), 1965.

Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М., Изд-во иностр. лит., 1955.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Сб. статей под ред. Г. Брауна. М., изд-во «Мир», 1965.

Р о з е н ц в и т А. О. Гидротермальная агриллизация пород в Восточном Забайкалье. Докл. АН СССР, т. 130, № 3, 1960.

Р о й Р., Т а т л О. (1958). Исследования в гидротермальных условиях. В сб. «Физика и химия Земли». М., Изд-во иностр. лит., 1958.

Р у н д к в и с т Д. В., Д е н и с е н к о В. К., П а в л о в а И. Г. Грейзеновые месторождения. М., изд-во «Недра», 1974.

С а р к и с я н Г. А. Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. Тр. I конфер. по околорудному метасоматизму. М., изд-во «Недра», 1966.

С и л ь н и ч е н к о В. Г. Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами. Тр. Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.

С л а в с к а я А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях в Закарпатье. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

С м и р н о в В. И., Б о р о д а е в Ю. С., С т а р о с т и н В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии. «Геология рудных месторождений», 1968, № 1.

С о б о л е в В. С., Ф и ш к и н М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алуниита. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.

Т а т а р и н о в П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Т в а л ч р е л и д з е А. А. и Ф и л а т о в С. Глины бентонитовые. В кн. «Минеральные ресурсы ГССР». Тифлис, изд-во «Техника да Шрома», 1933.

Т в а л ч р е л и д з е А. А., Д з о ц е н и д з е Г. С., С х и р т л а д з е Н. И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканической толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. Тр. Тбилисского гос. ун-та, т. 72, 1950.

У р д я И., Р а д у л е с к у С. К вопросу о металлогении района Бая Маре. Докл. Карпато-Балканской геол. ассоциации. УП конгресс, ч. III, София, 1965.

Ф е д о р ч у к В. П. О генезисе глинистых минералов в ртутно-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 88, вып. 6, 1959.

Ф е д о р ч у к В. П. Околорудные изменения на ртутно-сурьмяных месторождениях. В сб. «Мат-лы ко II конфер. по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Ф и ш к и н М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.

Х и т а р о в Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.

Х и т а р о в Н. И., П у г и н В. А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. «Геохимия», 1966, № 7.

Чернорук С. Г. и др. Некоторые данные по гидротермальной аргиллизации гранитоидов. В сб. «Мат-лы ко II конфер. по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Шашкина В. П. Зависимость околорудных изменений вмещающих пород от особенностей химизма интрузивных пород на примере одного касситерит-сульфидного месторождения Приморья. В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». Изд-во АН СССР, Спб. отд., 1966.

Щеглов А. Д. Главные особенности эндогенной металлогении зон автономной активизации. Докл. АН СССР, т. 169, № 2, 1966.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., изд-во «Недра», 1968.

Щербань И. П. Гидротермальная аргиллизация вмещающих пород Акташского месторождения. «Геология и геофизика», 1962, № 9.

Эллис А. Дж. Геохимия гидротерм вулканических районов. В сб. «Проблемы геохимии». М., изд-во «Наука», 1965.

Abdel-Gawad A. M., Kerr P. F. Alteration of Chinle siltstone and uranium emplacement, Arizona and Utah. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 74, No. 1, 1963.

Adams J. B. Hydrothermal leaching of natural granitic rocks at high temperatures and pressure. Geol. Soc. Amer. Spec. paper, No. 82, 1965.

Ames L. L., Sand L. B., Goldich S. A contribution on the Hector, California bentonite deposit. Econ. Geol., vol. 53, No. 1, 1958.

Ames L. L., Sand L. B. Halloysite formed in a calcareous hot spring — environment. Clays and clay minerals. 6-th Nat. conference, Pergamon Press, 1959.

Barrington J., Kerr P. F. Uranium mineralization at the Midnite mine, Spokane, Washington. Econ. Geol., vol. 56, No 2, 1961.

Barth T. F. W. Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. Carnegie Inst., publ. 587, 1950.

Bieler B. H., Wright H. D. Primary mineralization of uranium — bearing siliceous reef veins in the Boulder batholith, Montana. Econ. Geol., vol. 55, No. 1—2, 1960.

Bonorino F. G. Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt, Colorado. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, No. 1, 1959.

Bundy W. M., Murray H. H. Argillization in the Cochiti mining district, New Mexico. Clays and clay minerals. 6-th Nat. conference. Pergamon Press, 1959.

Burbank W. S. Problems of wall rock alteration in a Schallow volcanic environments. Color. School Mines. Quart., vol. 45, No. 1-B, 1950.

Burnham C. W. Facies and types of hydrothermal alteration. Econ. Geol., vol. 57, No. 5, 1962.

Butler B. S. Discussion of alteration and its application to ore search metasomatic alteration along veins. Color. School Mines Quart. vol. 45, No. 1-B, 1950.

Correns C. W. Experiments on the decomposition of silicates and discussion of chemical weathering. Clays and clay minerals. 10-th Nat. conference. Pergamon Press, 1963.

Creasey S. C. Geology of the San Manuel area, Pinal county Arizona. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., No. 471, 1965.

Gallagher M. J. Rock alteration in some mineralized basic dykes in Britain. Bull. Institut. mines and metallurgy, No. 694, 1964.

Grandger H. C. Clays in the Morrison formation and their spatial relation to the uranium deposits at Ambrosia Lake, New Mexico. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., No. 450-D, 1962.

Grindley G. W. The geology structure and exploration of the Wairakei geothermal field, Taupo, New Zealand. New Zealand. Geol. Surv. Bull., No. 75, 1965.

Gupta P. R. Pyrrhotite geothermometry and its application to the sulfide ores of the Mosaboni mines, Singbhum, Bihar. Econ. Geol., vol. 60, No. 1, 1965.

Guyen N., Kerr P. F. Weathering effects on the structures of mica-type clay minerals. Amer. Mineral., vol. 51, No. 5—6, 1966.

Harshman E. N. Alteration as a guide to uranium ore, Schirley Basin, Wyoming. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., No. 450-D, 1962.

Harvey R. D., Beck C. W. Hydrothermal regularly intratified chlorite — vermiculite and tobermorite in alteration zones at Goldfield, Nevada. Clays and clay minerals. 9-th Nat. conference, Pergamon Press, 1962.

Harvey R. D., Vitalino C. J. Wall-rock alteration in the Goldfield district, Nevada. *J. of Geology*, vol. 72, No. 5, 1964.

Hawkins D. B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation. *Geochim et cosmochim. acta*, vol. 27, No. 10, 1963.

Hemley J. J., Jones W. R. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, vol. 59, No. 4, 1964.

Heyl A. V., Hosterman J. W., Brock M. R. Clay minerals alteration in the upper Mississippi Valley zinc-lead district. Clays and clay minerals. 12-th Nat. conference. Pergamon Press, 1964.

Heystek H. Hydrothermal rhyolitic alteration in the Castle Mountains, California. Clays and clay minerals. 11-th Nat. conference. Pergamon Press, 1963.

Jacobs M. B., Kerr P. F. Hydrothermal alteration along the Lisbon Valley fault zone, San Juan County, Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 76, No. 4, 1965.

Keller W. D. Hydrothermal kaolinization (endellitization) of volcanic glassy rock. Clays and clay minerals. 10-th Nat. conference. Pergamon Press, 1963.

Kelley D. R., Kerr P. R. Clay alteration and ore Temple Mountain, Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 68, No. 9, 1957.

Kerr P. F. Hydrothermal alteration at Santa Rita, New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, No. 4, 1950.

Kerr P. F. Alteration features at Silver Bell, Arizona. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 62, No. 5, 1951.

Kerr P. F. e. a. Marysvale, Utah, uranium area. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Spec., paper 64, 1957.

Kerr P. F., Jacobs M. B. Argillic alteration and uranium emplacement on the Colorado Plateau. Clays and clay minerals, 12-th Nat. conference. Pergamon Press, 1964.

Kisch H. J., Taylor G. H. Metamorphism and alteration near an intrusive-coal contact. *Econ. Geol.*, vol. 61, No. 2, 1966.

Larsen E. S. Alunite in the San Cristobal quadrangle, Colorado. *U. S. Bull. Geol. Surv.* 530-E, 1913.

Leroy P. G. Correlation on copper mineralization with hydrothermal alteration in the Santa Rita porphyry copper deposits, New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 65, No. 8, 1954.

Lovering T. S. Geology of Colorado. 16-th Internat. Geol. Congress., Cuidebook 19, 1933.

Lovering T. S. The origin of tungsten ores of Boulder County, Colorado. *Econ. Geol.*, vol. 36, No. 3, 1941.

Lovering T. S. Heavy metals in altered rock over blind ore bodies, East Tintic district, Utah. *Econ. Geol.* vol. 43, No. 5, 1948.

Lovering T. S. Rock alteration as a guide to ore-East Tintic district, Utah. *Econ. Geol.*, Mon. 1, 1949.

Lovering T. S. The geochemistry of argillic and related types of alteration. *Color. School Mines. Quart.*, vol. 45, No. 1-B, 1950.

Lovering T. S. Alteration near acid halogen — sulfur fumarole. *Econ. Geol.*, vol. 50, No. 7, 1955.

Lovering T. S. Halogen — acid alteration of ash at fumarole N I, Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 68, No. 12, 1957.

Lovering T. S., Shepard A. O. Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East Tintic district, Utah. Clays and clay minerals. 8-th Nat. conference. Pergamon Press, 1960₁.

Lovering T. S., Shepard A. O. Hydrothermal alteration zones caused by halogen acid solutions East Tintic district, Utah. *Amer. Journ. of Science*, vol. 258-A, 1960₂.

Maksimovič Z., Crnkovič B. Halloysite and kaolinite formed through alteration of ultramafic rocks. *Genesis of the kaolin deposits*. Academia, Prague, 1968.

Martin-Vivaldi J. L. The bentonites of Cabo de Gata (Southeast Spain) and of Guelaya volcanic province (North Morocco). *Clays and clay minerals*. 11-th Nat. conference. Pergamon Press, 1963.

Megrue G. H., Kerr P. F. Alteration of sandstone pipes Laguna, New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 76, No. 12, 1965.

Meyer Ch. Clay alteration on copper deposits associated with granodiorites. *Clays and clay minerals* 12-th Nat. conference, vol. 19, 1964.

Meyer Ch. An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana. *Amer. Mineralog.*, vol. 50, No. 10, 1965.

Millot G., Lucas J., Paquet H. Evolution geochimique par degradation et agradation des mineraux argileux dans hydrosphere. *Geol. Rungschau*, vol. 55, No. 1, 1966.

Molloy M. W., Kerr P. F. Tushar uranium area, Marysvale Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 73, No. 2, 1962.

Moore F. B., Cavender W. S., Kaiser E. P. Geology and uranium deposits of the Caribou area, Boulder County, Colorado. *Geol. Surv. Bull.*, No. 1030-N, 1957.

Murray H. H., Leininger R. K. Effect of weathering on clay minerals. *Clays and clay minerals*. 4-th Nat. conference Pergamon Press, 1956.

Noll W. Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonit, Sericit, Pyrophyllit und Analcim. *Min. Petr. Mitt.*, Bd. 42, 1936.

Peterson N. P., Gilbert C. M., Quick G. L. Hydrothermal alteration on the Castle Dome copper deposits, Arizona. *Econ. Geol.*, vol. 41, No. 8, 1946.

Peterson N. P., Gilbert C. M., Quick G. L. Geology and ore deposits of the Castle Dome Area, Gila Conty, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, No. 971, Washington, 1951.

Ransome F. L. Geology and ore deposits of Goldfield, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, No. 66, 1909.

Rao K. K. Geothermometric measurements of sulfide minerals, Mosabhorni copper mine, Singbhum district, Bihar. *Econ. Geol.*, vol. 59, No. 1, 1964.

Roy D. M., Osborn E. F. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Mineralog.*, vol. 39, No. 8, 1954.

Roy D. M., Roy R. Synthesis and stability of minerals in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. Mineralog.*, vol. 40, No. 3-4, 1955.

Sainsbury C. L. Metallization and postmineral hypogen argillization Lost River tin mine, Alaska. *Econ. Geol.*, vol. 55, No. 7, 1960.

Sales R. H., Meyer C. Interpretation of wallrock alteration at Butte, Montana. *Color. School Mines. Quart.*, vol. 45, No. 1-B, 1950.

Sand L. B., Ames L. L. Altered siliceous volcanics as a source of refractory clay. *Clays and clay minerals*. 5-th Nat. conference. Pergamon Press., 1958.

Schoen R., White D. E. Hydrothermal clay minerals in granodiorite of the Main Terrace, Steamboat Springs, Nevada. *Clays and clay minerals* 13-th Nat. conference, vol. 25, Pergamon Press, 1965.

Schwartz G. M. Hydrothermal alteration in the porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 42, No. 4, 1947.

Schwartz G. M. Geology of the San Manuel copper deposits, Arizona. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, No. 256, 1953.

Schwartz G. M. Hydrothermal alteration as a guide to ore. *Econ. Geol.*, Fiftieth anniversary volume, 1955.

Schwartz G. M. Argillic alteration and ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 51, No. 5, 1956.

Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand. *Econ. Geol.*, vol. 48, No. 1, 1953.

- Stephens F. H. Endako mines. West. Miner., vol. 38, No. 5, 1965.
- Stemprok M. Petrografie a vertikální rozsah mineralizace v cinovecke zulove klenbe. Sbornik geol. ved. Rada L. G. Sv. 5, 1965.
- Szeky-Fux V. Vertical zoning of clay minerals accompanying a hydrothermal mineralization. Acta geol. Acad. sci., vol. 9, No. 3—4, 1965.
- Tooker E. W. Altered wallrocks in the central part or the Front Range mineral belt, Gilpin and Clear Creek counties, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 439, 1963.
- Watanabe T., Tatsumi T. The strata-bound metalliferous deposits in relation to mineralogenetic provinces and epochs in Japanese Islands. 11-th Pacific Science Congress, Abstr., vol. 4, Tokyo, 1966.
- White D. E. Thermal waters of volcanic origin. Geol. Surv. Amer. Bull., vol. 68, No. 12, 1957.
- Wright H. D. Mineralogy of a uraninite deposits at Caribou, Colorado. Econ. Geol., vol. 49, No. 2, 1954.
- Wright H. D., Schulhof W. P. Mineralogy of the Lone Eagle uranium-bearing mine. Econ. Geol., vol. 52, No. 2, 1957.
- Wright H. D., Bieler B. H. Primary mineralization of uranium — bearing siliceous reef veins in the Boulder batholith, Montana. Econ. Geol., vol. 55, No. 1, 2, 1960.
- Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and natural muscovites. Geochim., Cosmochim. Acta, vol. 8, No. 5—6, 1955.
- Yoder H. S. Experimental studies on micas: a synthesis. Clays and clay minerals. 6-th Nat. conference. Pergamon Press, 1959.
-

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

а — аллофан	н — нонтронит
аб — альбит	ом — основная масса
ад — адуляр	ор — ортоклаз
ал — алунит	п — пирит
ан — анкерит	пи — пироксен
аф — амфибол	пл — плагиоклаз
би — биотит	пшп — полевои шпат
в — вермикулит	с — серицит
г — гидрослюда	св — сванбергит
гб — гидробиотит	сд — сидерит
гем — гематит	ст — стекло основной массы
гз — галлуазит	сф — сфен
гм — гидрослюда-монтмориллонит	тр — турмалин
д — доломит	ф — флогопит
к — каолинит	х — хлорит
кб — карбонаты	хв — хлорит-вермикулит
кв — кварц	ш — шамозит
кр — кристобалит (опал)	шж — » железистый
кц — кальцит	шм — » магнизиальный
м — монтмориллонит	эп — эпидот
му — мусковит	я — ярозит

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
<i>Глава первая. История изучения аргиллизированных пород</i>	<i>5</i>
Содержание термина «аргиллизация»	5
Краткий очерк развития представлений о гидротермальном глинистом изменении пород	6
<i>Глава вторая. Геологические условия проявления аргиллизации пород</i>	<i>11</i>
Гидротермальный глинистый метасоматоз периода геосинклинального прогибания	13
Аргиллизация пород в связи с магматизмом конца главных фаз складчатости	14
Аргиллизация вмещающих пород месторождений, связанных с батолитоидными интрузиями	14
Аргиллизация пород в связи с порфировыми интрузиями конца главных фаз складчатости	16
Аргиллизация пород в связи с эффузивным и интрузивным магматизмом завершающих стадий развития подвижных зон	17
Аргиллизация вмещающих пород стратиформных месторождений платформенных областей	19
Аргиллизация вмещающих пород рудных месторождений областей автономной активизации	21
Глубина проявления процессов аргиллизации пород	22
Температурный интервал формирования аргиллизированных пород	23
Форма и размеры ореолов аргиллизированных пород	27
Возраст аргиллизированных пород	30
<i>Глава третья. Состав аргиллизированных пород</i>	<i>31</i>
Некоторые сведения о глинистых минералах	31
Псевдоморфозы глинистых минералов	32
Минералообразование, производное от глинистого изменения пород	39
Зависимость минерального состава продуктов аргиллизации от состава материнских пород	40
Физические свойства аргиллизированных пород	44
Методика изучения аргиллизированных пород	47
<i>Глава четвертая. Рудоносность и зональность аргиллизированных пород</i>	<i>55</i>
<i>Рудные поля в интрузивных породах</i>	<i>56</i>
Аргиллизация пород на месторождениях меднопорфировых руд	56
Аргиллизированные породы среднетемпературных молибденовых месторождений	63
Аргиллизированные породы среднетемпературных полиметаллических месторождений	64
Аргиллизированные породы вольфрамовых месторождений	67

Аргиллизированные породы средне-низкотемпературных урановых месторождений	69
Аргиллизированные породы Верхне-Олекминского района	70
Аргиллизированные граниты Ононского участка	86
Аргиллизированные породы месторождений ртути в интрузиях	90
<i>Рудные поля в эффузивных породах</i>	<i>95</i>
Аргиллизированные породы приповерхностных средне-низкотемпературных полиметаллических и золото-серебряных месторождений	95
Аргиллизированные породы приповерхностных урановых месторождений	110
Аргиллизированные породы месторождений перудного сырья (флюорита, кварца, барита, целестина)	112
<i>Рудные поля в осадочных породах</i>	<i>113</i>
Околорудное изменение пород пластовых урановых месторождений плато Колорадо	114
Аргиллизация вмещающих пород на отечественных стратиформных урановых рудопроявлениях	120
Аргиллизация вмещающих пород телетермальных стратиформных свинцово-цинковых месторождений	125
Глава пятая. Условия формирования состава и зональности аргиллизированных пород	127
Синтез и поля устойчивости глинистых минералов	127
Разложение минералов и пород	131
Состав гидротермальных растворов	134
Формирование зональности аргиллизированных пород	137
Глава шестая. Положение аргиллизированных пород среди гидротермальных метасоматитов	159
Предшествующие аргиллизации изменения пород	159
Сопутствующие аргиллизации изменения пород	163
Место аргиллизированных пород среди околорудных гидротермальных метасоматитов	171
Глава седьмая. Аргиллизированные породы как полевый признак руд	180
Сравнение аргиллизированных пород рудоносных и безрудных участков	181
Состав природных зон аргиллизированных пород	186
Зависимость интенсивности рудосопровождающего изменения пород от их рудоносности	190
Устойчивость признаков рудоносности по вертикали	199
Глава восьмая. Отличия гидротермально-аргиллизированных пород от продуктов выветривания	206
Геометрия ореолов аргиллизации и профилей выветривания	207
Минеральный состав глинистых продуктов	208
Зональность глинистых продуктов	209
Распределение сопутствующих минералов	211
Миграция вещества при аргиллизации и выветривании	212
Физические свойства аргиллизированных пород и продуктов выветривания	213
Супергенное изменение аргиллизированных пород	214
О линейных корах выветривания	217
Глава девятая. Аргиллизированные породы как полезные ископаемые	220
Гидротермально-метасоматические месторождения каолина и огнеупорных глин	220
Гидротермально-метасоматические месторождения бентонитов и монтмориллионитовых глин	222
Заключение	228
Список литературы	230

1 р. 74 к.

393

ВЕДРА 1972