

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

И. Х. ПЕТРОСОВ, П. П. ЦАМЕРЯН

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН
САРИГЮХСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1971

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ,
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Հ. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Պ. Պ. ԾԱՄԵՐՅԱՆ

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՍԱՐԻԳՅՈՒՂԻ ԵՎ
ՆՈՅԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ԲԵՆՏՈՆԻՏԱՅԻՆ ԿԱՎԵՐԻ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԸ
ԵՎ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ**

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

И. Х. ПЕТРОСОВ, П. П. ЦАМЕРЯН

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН
САРИГЮХСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1971

В предлагаемой работе приводятся результаты детального петрографо-минералогического изучения бентонитовых глин двух наиболее крупных месторождений на территории Армянской ССР—Саригюхского и Ноемберянского—методами рентгенографии, электронной микроскопии, термики, электронографии и др.

Доказывается, что бентонитовые глины Саригюхского месторождения образовались за счет гидротермальной переработки пирокластических и отчасти эффузивных пород, а бентонитовые глины Ноемберянского месторождения—в результате переработки пемзовых туфов в условиях сенонского моря в стадию диагенеза и раннего эпигенеза.

Приводится сравнительный анализ указанных двух генетических типов бентонитовых глин, вскрываются общие тенденции и различия при преобразовании пирокластических и эффузивных пород в условиях гидротермального процесса и диа-эпигенеза.

ВВЕДЕНИЕ

Бентонитовые глины — весьма ценное минеральное сырье. Специфическими свойствами их являются: высокая дисперсность, адсорбционная способность, инертность, омыляемость и отбеливающая способность. Благодаря указанным свойствам они широко применяются в химической, нефтяной, текстильной, металлургической и пищевой промышленности, а также в сельском хозяйстве и медицине. Область применения бентонитовых глин все более расширяется, чем и объясняется возникший в последнее время повышенный интерес исследователей к более детальному изучению их состава, строения и генезиса. Отметим, в связи с этим, что качество и технологические свойства бентонитовых глин (как сырья) непосредственно зависят от минерального их состава (модификации порообразующего монтмориллонита, минералов-примесей, степени совершенства структуры глинистых минералов, количественного соотношения их в породе), характера и состава исходного вулканогенного материала и полноты его разложения.

В настоящей работе приводятся результаты изучения вещественного состава бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений, являющихся наиболее крупными на территории Армянской ССР.

Авторы выражают глубокую признательность А.Х.Мнацаканян, Л.С.Чолахян, описавшим ряд шлифов вулканогенных пород, а также Г.С.Авакяну, Р.О.Бабаян и Н.Н.Шотовой за помощь в процессе полевых и лабораторных работ.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методическая часть работ состоит из трех последовательных стадий:

1. Рациональный отбор образцов в период полевых работ;
2. Рациональный отбор образцов в период лабораторных исследований;
3. Методика использованных анализов с целью детального исследования отобранных образцов.

Рациональный отбор образцов в период полевых работ является одним из наиболее важных этапов, поскольку от этого в значительной мере зависит достоверность конечных результатов исследования. Отобранные образцы должны быть достаточно представительны для того, чтобы всесторонне охарактеризовать объекты исследования. Опыт показывает, что для этой стадии едва ли можно применить какую-либо унифицированную схему: каждый конкретный объект требует соответствующего подхода. Можно лишь отметить, что при составлении разрезов необходимо зафиксировать все разновидности глинистых пород, макроскопически отличающиеся между собой по цвету и структурно-текстурным особенностям. Обычно детальные исследования этих разновидностей достаточно полно характеризуют изменчивость минерального состава глин и по разрезу, и в пределах каждой биостратиграфической единицы. Например, на Саригхском месторождении бентонитов образцы отбирались с расчетом уловить все стадии изменения вулканогенных пород в бентониты; при этом, как правило, различные по степени изменения продукты отличались и макроскопически — по цвету, структурным и текстурным особенностям. В случае монотонности разреза отбирались образцы через определенные интервалы, которые в каждом конкретном случае зависят от мощности собственно глинистых образований. При изучении Ноемберянского месторождения мы руководствовались именно этим принципом.

Не менее важной является и стадия рационального отбора образцов в период лабораторных исследований. На этой стадии образцы обрабатывались и одновременно извлекались глинистая фракция для детальных минералогических исследований. Тщательность

подготовки глин к анализу в той или иной мере отражается на результатах исключительно всех методов минералогического анализа. К сожалению, до настоящего времени нет единой методики обработки образцов для извлечения фракций разного размера. Нами была принята методика упрощенного отмучивания, предложенная М.Ф.Викуловой (1957). Заключается она в следующем. 30-35 г воздушно-сухой глины помещается в фарфоровую чашку и заливается дистиллированной водой так, чтобы она покрывала всю навеску. Через несколько часов вода с электролитами сливается; в чашку доливается новая порция воды и растирается резиновым пестиком до получения пастообразной массы. Затем в чашку почти до краев доливается вода и размешивается стеклянной палочкой. Образующаяся при этом суспензия, после некоторого отстаивания, сливается в занумерованные стаканы. В результате многократного приливания воды вся фракция $< 0,01$ мм из чашки переводится в стаканы, размешивается стеклянной палочкой и отстаивается в течение 24 часов. Верхний семисантиметровый столб суспензии, содержащий частицы размером $< 0,001$ мм, сливается при помощи стеклянного сифона в другие занумерованные стаканы. Частицы же $> 0,001$ мм, согласно закону Стокса, в течение этого времени успевают осесть. Отбор фракции $< 0,001$ мм проводится до полного просветления верхнего семисантиметрового слоя суспензии. В случае, когда суспензии не пептизируются, слой прозрачной воды сливается, суспензия заново размешивается и отстаивается. Эта операция повторяется до получения достаточно плотных и стабилизированных суспензий. После отмучивания частиц $< 0,001$ мм оставшаяся в стакане фракция, состоящая преимущественно из частиц размером от $0,01$ до $0,001$ мм, отбирается в фарфоровые чашки и высушивается. Оставшуюся в чашке фракцию ($> 0,01$ мм) ситовым анализом разделяют на две фракции: $0,25-0,1$ и $0,1-0,01$ мм. Последние три фракции разделяются в тяжелых жидкостях на тяжелые и легкие составные части и подвергаются иммерсионному анализу.

Карбонатные глины предварительно обрабатывались слабой кислотой (2% HCl) без нагревания до прекращения выделения пузырьков газа; затем образец отмывался на фильтре теплой водой до отрицательной реакции на Ca^{++} .

Из стаканов, содержащих фракцию $< 0,001$ мм, отбиралась определенная порция (10 куб.см) суспензии стандартной плотности и подвергалась окрашиванию; эта операция проводилась попутно с

основными определениями. По мере осаждения частиц $< 0,001$ мм вода из стаканов сливалась, а оставшаяся густая суспензия переводилась в фарфоровые чашки и высушивалась на воздухе.

Выделенная приведенным методом фракция $< 0,001$ мм подвергалась химическому (полному силикатному) и детальному минералогическому анализу.

Таким образом, принятый нами метод подготовки образцов к анализу позволяет, одновременно с основными работами, вести микроскопические исследования, окрашивание и гранулометрический анализ, что, в свою очередь, позволяет максимально сократить число образцов, которые необходимо подвергнуть детальному минералогическому анализу различными трудоемкими методами. Выделенные фракции ($< 0,001$ мм, $0,01-0,001$ мм, $0,1-0,01$ мм и $0,1-0,25$ мм) и их детальное изучение в достаточной степени характеризует как механический, так и минеральный состав глин.

Методика использованных анализов. Известно, что глинистые минералы концентрируются преимущественно во фракции $< 0,001$ мм. Минералы этой фракции почти невозможно диагностировать обычным оптическим методом, хотя применение поляризационного микроскопа остается важным методом исследования глин, в частности, их структурных и текстурных особенностей. Изучение бентонитовых глин Саригухского и Ноемберянского месторождений проводилось комплексно — с применением рентгена, термики, электронографии, электронной микроскопии, химии и окрашивания органическими красителями.

Необходимость комплексного исследования глин вызвана тем, что одним каким-либо методом, даже самым совершенным, в настоящее время не представляется возможным дать полную характеристику основных глинистых минералов и примесей, очень часто присутствующих почти во всех глинах, особенно в осадочных.

Ниже приводится краткое описание методики примененных анализов.

Метод окрашивания, разработанный Н.Е.Веденеевой и М.Ф.Викуловой (1952), применялся с целью массового и предварительного определения минерального состава глин и отбора реперных образцов для детального минералогического исследования. В этом отношении метод имеет бесспорные преимущества, поскольку за короткое время позволяет выбрать оптимальное количество образцов для последующих детальных исследований.

Опуская подробное описание методики, отметим, что для окра-

живания глин применялись — метиленовая голубая (МГ), метиленовая голубая в смеси с хлористым калием (МГ+КСl), а также интенсивно (МГy) и стандартно (МГSt) окрашенные, высушенные суспензии. Цвет суспензий определяется по интерференционной шкале, на которой нанесены цветовые гаммы, обозначенные условно начальными буквами:

Ф	— фиолетовый	Г	— голубой
Ф-с	— фиолетово-синий	Г-з	— голубо-зеленый
с	— синий	тр-з	— травяно-зеленый
с-Г	— сине-голубой	ж-з	— желто-зеленый

Диагностика проводилась без фотометрирования.

Т е р м и ч е с к и й а н а л и з . Дифференциальные кривые нагревания глин были получены на двух установках — УТА-I и ТУ-I. На обеих установках запись продолжается (в зависимости от напряжения в цепи) около 15-17 мин., вес навески порядка 0,3 г. Перед записью навеска выдерживалась в эксикаторах до постоянного веса. Отметим, что в нашем случае термограммы, полученные в результате записи фракции < 0,001 мм, аналогичны (по температурным эффектам и количеству реакций) термограммам, полученным в одинаковых условиях из нефракционированных глин (после обработки их 2% НСС). Они отличаются очень редко, но и в этих случаях отличие выражается лишь в масштабах одних и тех же пик. По-видимому, это обстоятельство объясняется сходством состава глинистых минералов в тонких и сравнительно грубых фракциях, а также термостойкостью других минералов в пределах температуры эксперимента.

О п т и к а применялась нами с целью изучения структурных и текстурных особенностей основных типов пород (шлифы) и их минерального состава (иммерсия, шлифы).

Выше подробно были описаны лишь те методы и виды анализа, которые непосредственно были произведены нами; что касается рентгеноструктурного, электронномикроскопического и электронографического анализов, то, не останавливаясь на их подробном описании, мы ограничимся лишь приведением самых необходимых сведений, непосредственно касающихся результатов исследования наших объектов.

Р е н т г е н о с т р у к т у р н ы й а н а л и з . Исследовались ориентированные агрегаты, приготовленные из глинистой фракции путем осаждения частиц из водной суспензии на стеклянные пластинки, а также неориентированные препараты, приготовленные из нефракционированной породы. Дифрактограммы были полу-

чены на установке УРС-504 на отфильтрованном Si-Ka -излучении. На приводимых дифрактограммах указаны углы отражений (9°), положения рефлексов (в A°), индексы отражений (для глинистых минералов) и принадлежность рефлексов к тем или иным минералам. Ориентированные и некоторые неориентированные агрегаты изучались не только в естественном состоянии, но и после обработки их глицерином и прокаливании до 600°C .

Электронномикроскопический анализ. Снимки получены на микроскопе ЭМ-5 широко распространенным методом суспензии; для получения анализов на просвет капля суспензии наносилась на сетку с подложкой и после высыхания воды просматривалась под микроскопом. Для получения реплик (которые дали весьма ценные результаты) на свежий скол образца наносилось несколько капель раствора коллодия в амилацетате, затем образец помещался в воду. После размягчения образца пленка коллодия легко снималась и помещалась в плавиковую кислоту для дальнейшей очистки. Промытая неоднократно HF и водой, пленка помещалась под вакуумный колокол напылителя. Напыление производилось углем под углом 35° тремя импульсами при силе тока до 40 ампер. После напыления пленка коллодия растворялась в ацетоне, а оставшаяся угольная пленка вылавливалась на сетки и просматривалась под электронным микроскопом. Напыление производилось на приборе ЭВН-2.

Электроннографический анализ. Электронограммы получены на приборе ЭМ-4. Для электронографических исследований использован тот же метод суспензий; разница заключалась лишь в том, что капля суспензии наносилась не на сетку, а на специальные шайбочки с подложкой.

Химический анализ. Исследуемые глины были подвергнуты полному силикатному анализу; кроме того, были определены обменные катионы и общая емкость поглощения. Указанные виды химического анализа производились с целью выяснения их состава, диагностики глинистых минералов и выявления дополнительных критериев для выяснения их генезиса. Средние значения отдельных окислов выводились по приводимой ниже методике.

Спектральный анализ. Проводился главным образом с целью установления в глинах концентраций редких и рассеянных элементов; кроме того, в ряде случаев, результаты его были использованы для выяснения условий их образования.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК
ИДЖЕВАНСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Первые сведения о геологии этих районов Армении имеются в работах Г.В.Абиха, Г.М.Смирнова, В.В.Богачева. Крупным вкладом в познание геологического строения всего Малого Кавказа явились работы К.Н.Паффенгольца. В очерке "Армутлы-Кульп" К.Н.Паффенгольц (1934) расчленил меловые отложения междуречья нижнего и среднего течения рр.Агстев и Дебед на песчаники и туффиитовые известняки сеномана, туфобрекчии, туфы и порфириды нижнего турона и перекрывающие их известняки и мергели сенона.

Детально изучал стратиграфию меловых отложений М.Кавказа В.П.Ренгартен (1941, 1959). Им выделены и фаунистически обособлены отложения почти всех ярусов меловой системы и для этого этапа развития проведено тектоническое районирование М.Кавказа.

По меловым отложениям района имеется также работа А.А.Атабекяна (1952); фациально-палеогеографические и литологические исследования проведены В.В.Тихомировым (1950), М.А.Сатианом (1959).

Объекты исследований - Саригюхское (Иджеванский район) и Ноемберянское (Ноемберянский район) месторождения бентонитовых глин расположены в северной части Армянской ССР.

В геоморфологическом отношении эта часть Армении входит в область внешних хребтов М.Кавказа, соответствующую Сомхето-Карабахской тектонической зоне. Хребет Гугарац, являющийся водоразделом крупнейших в северной части Армянской ССР рек Агстев и Дебед, имеет наибольшую высоту (г.Чатин) 2248 м. Южнее протягивается Иджеванский хребет с вершиной (г.Иджеван) 2196 м. Формы рельефа здесь обусловлены тектоникой и характеризуются как прямыми, так и обратными взаимоотношениями. Долины рр.Дебед и Агстев приурочены к Лалварскому и Иджеванскому синклиналиям, а Иджеванский хребет представляет обращенную форму рельефа и соответствует синклинальной структуре.

В геологическом строении описываемой части северной Армении принимают участие в основном породы мезозойского возраста (что характерно для всей Сомхето-Карабахской тектонической зоны).

Представлены они нормально-осадочными, сложными вулканогенно-обломочными комплексами почти всех отделов юрской и меловой системы.

Возрастное расчленение описываемых ниже геологических образований района приводится по литературным данным.

Н и ж н я ю р а представлена вулканогенным комплексом, который довольно широко развит в верховьях левых притоков р. Агстев (т.н. "нижние порфириды") и сложен разнообразными порфиритами, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками общей мощностью около 2000 м. Эту толщу Н.Р. Азарян и В.Т. Аюпян (1959) относят к байосу.

С р е д н я я ю р а расчленяется на три литолого-стратиграфических комплекса: а) верхнеаален-среднебайосский, в составе которого принимают участие порфириды, туфы, туфопесчаники и др., развитые в бассейнах верхнего и среднего течений рр. Агстев, Ахум и Тауш; б) верхнебайосский, к которому относится толща кварцевых плагиопорфиров, туфогенов и песчаников, обнажающаяся в бассейне среднего течения рр. Хндзорут и Агстев, у истоков р. Шнох и гор. Алаверди и в) батский, представленный известковыми туфами и туфопесчаниками, известными лишь близ гор. Алаверди.

В е р х н я я ю р а. Вулканогенно-осадочный комплекс этого возраста залегает трансгрессивно на отложениях средней юры и состоит из отложений келловей, верхнего оксфорда-кимериджа и титона. К келловей относятся глинистые сланцы, песчаники, туфогены и, реже, порфириды, обнажающиеся в районе среднего течения р. Дебед, в междуречье Дебед-Агстев, а также в ущелье р. Хндзорут; на них несогласно залегают верхний оксфорд-кимериджские порфириды, туфобрекчии, туфы, известняки, доломиты и песчаники, широко развитые в бассейнах рр. Дебед, Кохб, Агстев, а также Ахум, Тауш, Хндзорут. Титонские отложения обнажаются за пределами описываемого района (в бассейне рр. Ахум и Тауш) и представлены коралловыми известняками.

Н и ж н и й м е л. На известняках титона залегает вулканогенно-обломочная (артаминская) свита, развитая в бассейне р. Тауш. Возраст этой свиты В.П. Ренгартен считает неокимским (валанджин-готерив), В.Е. Хаин (1947) относит к апт-альбу, К.Н. Паффенгольц - к сенману.

Выше залегает так называемая копалоносная свита, сложенная туфопесчаниками с прослоями глин, которая выделена В.П. Ренгартеном в окрестностях с. Котигюх и отнесена к апту. А.А. Атабекян от-

носит эту свиту к среднему и верхнему альбу.

Верхнеальбские отложения, представленные глауконитовыми песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками с тонкими прослоями туфов и туффитов, распространены в окрестностях сс. Геташен, Куши-Айрум, Котигюх, Верхний Агдан и на Иджеванском хребте.

Верхний мел представлен всеми ярусами в осадочной, вулканогенно-осадочной и вулканогенной фациях.

а) Сеноманские отложения представлены у сел. Ноемберян туфопесчаниками, песчанистыми известняками, туфами и туффитами, мощностью до 150 м, причем залегают на верхнеюрских известняках и порфиритах резко несогласно, с базальным конгломератом в основании. У сс. Котигюх, Геташен и Куши-Айрум отложения сеномана залегают на альбских и представлены теми же породами, что и у сел. Ноемберян, однако мощность их уменьшается от 150 м (у с. Котигюх) до 50-60 м (у сс. Геташен и Куши-Айрум). М.А. Сатиян относит к сеноману (по минеральному составу) нижнюю часть разреза меловых отложений у сс. Цахкаван и Саригюх, мощностью до 150 м. Далее к востоку сеноманские отложения выделены в районе среднего течения рр. Ахум и Тауш В.П. Ренгартеном и другими исследователями; они здесь представлены известняками, мергелями, туфопесчаниками, суммарной мощностью около 150 м.

б) Верхний турон - нижний коньяк. К этому возрасту А.А. Атабемян относит залегающую на сеномане толщу известняков, песчаников, туффитов, туфопесчаников и конгломератов, общей мощностью до 170 м, которая выступает в районе с. Кохб. У сс. Ачаджур и Севкар на верхней юре трансгрессивно залегает свита верхнего турона-нижнего коньяка, представленная песчанистыми известняками, туфопесчаниками, порфиритами и туфами, суммарной мощностью 135 м. Отложения этого возраста установлены на Иджеванском хребте и в верховьях р. Спитақджур; здесь они залегают несогласно на верхнеюрские и альбские образования. К этому же возрасту относится мощная (более 300 м) толща туфопесчаников, туфобрекчий, туффитов и туфов, прослеживающаяся в басс. р. Ахум.

в) К верхнему коньяку-нижнему сантону А.А. Атабемян относит свиту туфобрекчий, туфоконгломератов, порфиритов, туфов, выступающую в междуречье Дебед-Агстев и прослеживающуюся почти непрерывно от с. Кохб до г. Иджеван; мощность ее меняется в указанном направлении от 850 до 150 м.

г) Верхний сантон представлен самыми разнообразными отложениями и залегает в ряде участков трансгрессивно на нижнем сандоне. В районе с.Кохб к верхнему сандону А.А.Атабекиан относит лапаритовые лавы и их пирокласты, переходящие в низы кампана. В районе с.Саригях развиты верхнесантонские андезитовые, андезитобазальтовые порфириды и др.эффузивные образования, включающие линзы известняков, туфов и туфогенных песчаников мощностью 450 м. В долине р.Агстев, у г.Иджеван, к верхнему сандону относятся органогенно-обломочные известняки (мощн.20 м), на Иджеванском хребте - известковистые песчаники и алевролиты (мощн.50 м). В левобережье р.Ахум верхний сантон представлен туфопесчаниками, известковистыми песчаниками и конгломератами.

д) Кампан-маастрихт представлен туфами (нижний кампан) и мощной (500-600 м) карбонатной толщей, залегающей согласно на верхнем сандоне. Самые верхние горизонты толщи (с.Софлу) А.А.Атабекианом и М.А.Сатианом относятся к верхнему дату-палеоцену.

В районе г.Цингал и нижнего течения р.Севкар глинистые известняки с прослоями мергелей без видимого углового несогласия налегают на отложения кампана и на левом склоне р.Севкар трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками датского яруса.

Средний эоцен выделен А.А.Атабекианом в бассейне р.Агстев и в западной части Иджеванского хребта. Это вулканогенно-осадочные образования - порфириды с прослоями известковистых песчаников, залегающие на отложениях верхнего мела и дат-палеоцена.

Описанные разновозрастные образования погружаются по падению под верхнеплиоценовые и антропогеновые континентально-озерные, аллювиально-пролювиальные и наносные образования Куринской низменности.

Интрузивные породы. Наиболее крупным интрузивом в Ноемберянском районе является Кохб-Шнохский массив, представленный гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В краевых частях массива отмечены более основные породы - вплоть до габбро-диоритов. Жильный комплекс представлен аллитами, пегматитами, кварцевыми жилами. Возраст интрузии многими исследователями определяется как досеноманский.

Другая интрузия в этом же районе - Котигяхская - выявлена

К.Н.Паффенгольцем (1948) и описана как габбродиоритовая. Она прорывает вулканогенно-осадочные породы, залегающие между отложениями альба и свитой витрофировых туфов верхнего сантона.

В Иджеванском районе известен единственный выход интрузии в 3 км к северу от сел.Коткотан, представленный габбро и габбро-диоритами. Интрузия прорывает вулканогенные породы оксфорда и известковые песчаники среднего и верхнего альба. Кроме того, в районе выявлен ряд выходов субинтрузивных тел, представленных кварцевыми порфирами, порфиритами андезито-базальтового состава и др.

Тектоника. Согласно схеме В.П.Ренгартена (1959), описываемый район Северной Армении располагается в смежной полосе Сомхето-Карабахской геоантиклинальной и Прикуринской геосинклиналиной зон. По К.Н.Паффенгольцу (1948), район входит в Сомхето-Карабахскую пологоскладчатую зону.

В Прикуринскую геосинклиналиную (мегасинклиналиную) зону, примыкающую к долине р.Куры, входит также и полоса возвышенностей в Ноемберянском и Шамшадинском районах. Зона характерна преобладающим развитием меловых отложений и линейной складчатостью общекавказского простиранья.

Сомхето-Карабахская геоантиклинальная (мегаантиклинальная) зона прослеживается по полосе Алаверди-Иджеван-Кедабек. Здесь главную роль играют юрские отложения и лишь частичное участие в строении этой зоны принимают меловые образования. Зона характеризуется кулисообразным расположением ряда антиклинальных поднятий - Алавердского, Шамхорского и др., разделенных Лалварским, Иджеванским и другими прогибами. В этой зоне меловые отложения слагают периклинальные части Кечалсарской и Шамшадинской антиклинальных складок, входящих в состав Алавердского и Шамхорского антиклинорий и выполняют расположенный между этими антиклинориями Иджеванский поперечный синклиналиный прогиб. На северном крыле Кечалсарской антиклинали выступает крупнейший в районе Кохб-Шнохский интрузив.

Тектоническое строение меловых отложений Иджеванской депрессии сложное. Иджеванский синклиналирий имеет широтное направление, а в восточном направлении ось его сворачивает на северо-восток. А.А.Атабекян внутри синклиналирия выделяет второстепенные пликативные структуры, не совпадающие с его простираньем: Иджеванская и Хаштаракская антиклинальные складки имеют северо-восточное прости-

рание и отделяются друг от друга Девракарской синклиналью. В ядрах антиклиналей обнажается вулканогенно-обломочная толща коньяка-нижнего сантона; Девракарская синклираль, как и синклираль к северу от Хаштаракской складки, сложена верхнесантонскими и кампан-маастрихтскими отложениями.

Дизъюнктивные нарушения в районе имеют главным образом характер сбросов. Вдоль бортов долины р.Агстев прослеживаются крупные - Развалинский и Нижнеагданский разломы, придающие Иджеванской депрессии характер грабен-синклинория. По ним верхнемеловые отложения опущены до уровня верхнеюрских известняков; амплитуда смещения около 500 м.

Небольшие тектонические нарушения-сбросы установлены А.А. Атабекяном к северу от с.Достлу и в окрестностях с.Котигях.

20976

17941

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
САРИГЮХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Непосредственно в районе Саригюхского месторождения развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования верхнего мела. Наиболее значительным распространением пользуются породы верхнесантонского возраста, представленные различными вулканогенно-осадочными породами, а также мергелистыми и песчанистыми известняками (фиг. I и 2).

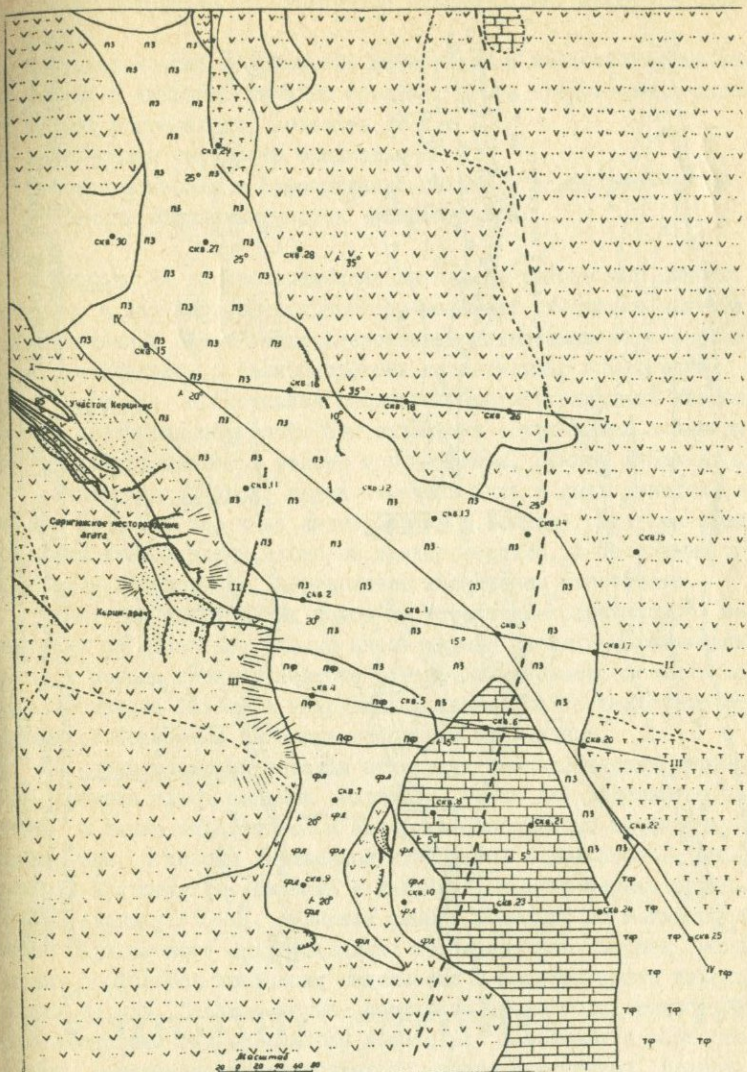
Верхний коньяк-нижний сантон. Отложения этого возраста более или менее отчетливо разделяются на две части: нижнюю – терригенную, представленную главным образом туфогенными песчаниками, конгломератами, а также незначительными по мощности прослоями туффинов, и верхнюю – вулканогенно-обломочную, сложенную вулканическими брекчиями и конгломератами, потоками порфиритов с маломощными прослоями туфов и туфогенных песчаников.

Общая мощность толщи достигает 600–700 м.

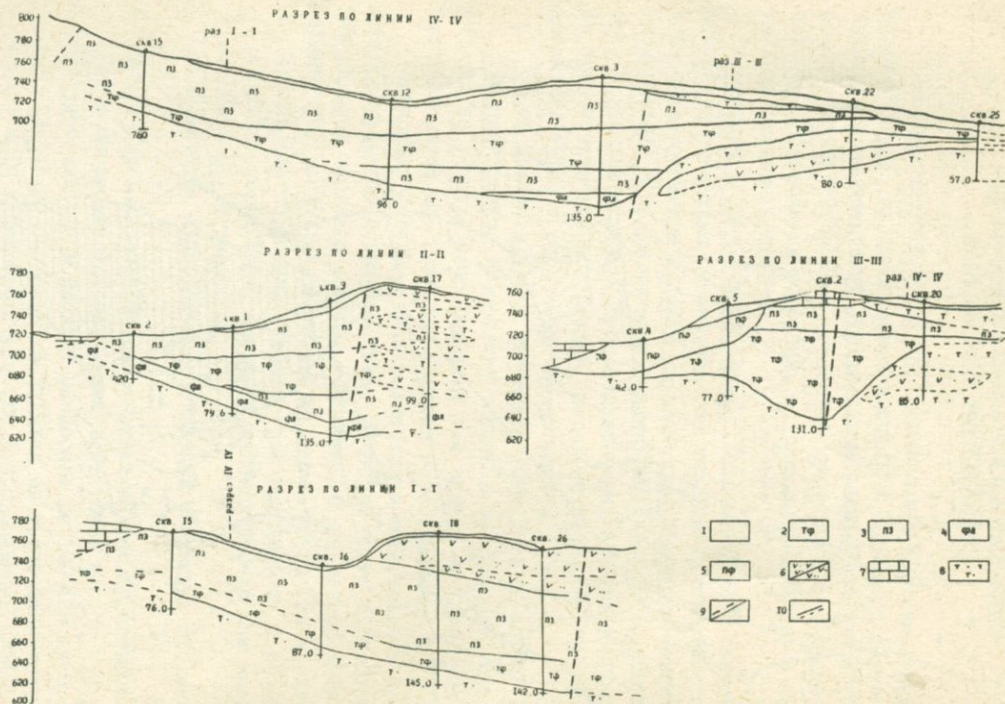
Верхний сантон. Отложения верхнего сантона известны непосредственно на участке месторождения и к западу от него. Разрез этот прослеживается по линии сел. Саригюх – г. Саталмыш.

Поскольку именно к верхнесантонским образованиям приурочено месторождение бентонитовых глин, приводим более подробное описание разреза верхнего сантона. На Саригюхском месторождении устанавливается следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Андезитовые порфириты, темно-серые туфобрекчии с обломками различных порфиритов, сцементированных туфогенным материалом; мощность от 50 до 200 м.
2. Конгломераты, туфобрекчии с гальками различных эффузивных пород.
3. Светло-серые и зеленоватые среднезернистые туфогенные песчаники с прослоями мергелей, мощность 50–60 м.
4. Бентонитовые глины видимой мощностью до 100–120 м. В выработках отмечается постепенный переход их в кристалловитрокластические туфы кислого состава (по А.Х. Мнацаканян, 1968).
5. Миндалекаменные андезитовые порфириты, содержат миндалины, прожилки, жеоды и конкреции агата, яшмы, халцедона. К этим породам приурочено Иджеванское месторождение агата. Мощность 60–70 м.



Фиг. I. Литологическая карта Центрального участка
Саригинского месторождения бентонитовых глин.



Фиг.2. Разрезы к литологической карте Саригухского месторождения. I - современные аллюв.-делюв.отлож.; 2 - бентонитовые глины с реликтовой туфовой структурой; 3 - глины с реликтовой пемзой структурой; 4 - глины с реликтовой флидальной структурой; 5 - глины с реликтовой порфировой структурой; 6 - порфиристы (I-свежие, 2 - оглинившиеся); 7 - известняки; 8 - туфогенные песчаники; 9 - тектонические нарушения; 10 - контуры пород.

6. Поток порфиров со столбчатой отдельностью. Мощность около 60 м.
7. Желтовато-серые мергелистые известняки и известковистые песчаники с линзами глыбовых брекчий; глыбы представлены андезитовыми порфиритами; мощность 30 м.
8. Андезитовые порфиры мощностью 30 м.
9. Туфоконгломераты и туфобрекчии; гальки и глыбы состоят из различных эффузивных пород. Мощность 5 м.

Кампан. На верхнесантонские породы, в районе гор Цингал, Саталмыш и Цак-кар, трансгрессивно налегают отложения кампана, представленные здесь толстослоистыми красноватыми известняками, переслаивающимися с пелитоморфными известняками и мергелями.

Маастрихт представлен светло-серыми мергелистыми известняками с прослоями мергелей. Эти отложения сохранились к северу и югу от месторождения в районе гор Саталмыш, Цингал и Цак-кар.

Отложения датского яруса отмечены лишь в двух пунктах (в районе горы Цак-кар и на левом берегу р.Севкар), где они представлены известняками, которые трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании, перекрывают известняки маастрихта.

Типичных интрузивных пород на территории Саригухского месторождения не выявлено. Однако здесь широко развиты породы излившиеся и породы субинтрузивного облика: они по морфологии выхода на поверхность близки к интрузивным телам, но по текстурно-структурным особенностям тяготеют к породам эффузивным.

К субинтрузивным породам относятся смоляно-черные порфиры, пользующиеся здесь большим развитием. Среди них выделяются базальтовые, а также андезитовые и андезито-базальтовые порфиры. Породы плотные, с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, морфологически представлены силлами и дайками. Смоляно-черные порфиры, по Г.С.Авакяну (1968), являются самыми молодыми из магматогенных пород Саригухского месторождения: трубообразные апофизы смоляно-черных порфиров прорывают кампанские и маастрихтские известковистые породы. Смоляно-черные порфиры на месторождении в различной степени гидротермально изменены: встречаются разности от свежих, совершенно неизмененных до нацело измененных, превращенных в бентонитовые глины.

Кроме смоляно-черных порфиров к субинтрузивным породам от-

носятся также и кварцевые порфиры и плагиопорфиры.

Кварцевые порфиры установлены лишь в одном пункте – на востоке месторождения, где выходы этих пород образуют полосу, вытянутую в меридиональном направлении. Породы монолитные, серого и розово-серого цвета, прорывают верхнесантонские туфопесчаники, а сами прорываются смоляно-черными порфирами.

Плагиопорфиры выявлены только на западном фланге Южного участка в виде небольшого штокообразного тела. Породы плотные, светло-серого цвета, прорывают туфопесчаники, сами прорываются смоляно-черными порфирами.

К излившимся породам относятся серые порфиры, пользующиеся здесь широким развитием. Среди них выделяются андезитовые и андезито-дацитовые порфиры, которые часто встречаются совместно (в пределах одного и того же тела) и связаны между собой постепенными переходами.

Серые порфиры переслаиваются с массивными известняками и туфопесчаниками верхнего сантона. На Саригухском месторождении агата нередко наблюдаются дайки серых порфиритов, которые здесь прорывают верхнесантонские туфопесчаники, а сами, в свою очередь, прорываются смоляно-черными порфирами.

Поскольку серые порфиры в исследованном районе месторождения не распространяются выше толщи массивных известняков верхнего сантона, – возраст этих пород также следует считать верхнесантонским.

В тектоническом отношении Саригухское месторождение бентонитовых глин расположено на восточном крыле Чатындаг-Кечалдагского антиклинория. Породы, слагающие месторождение, имеют в общем плане моноклинальное падение в восточные румбы (СВ 80° –ЮВ 105°), под углом от 15 до 35 – 40° .

Особенно важное значение в строении месторождения имеют разрывные тектонические нарушения, которые представляются основными путями поднятия, а также и распределения гидротерм, с воздействием которых связано образование месторождения бентонитовых глин.

На месторождении выявлено 2 таких почти параллельных между собой нарушения. Первое из них проходит через Центральный участок месторождения – западнее горы Сатамыш и является, по-видимому, наиболее крупным: по этому разлому, как отмечает Г.С.Авакян, породы восточного его крыла (в основном туфопесчаники верхнего сантона) приподняты вверх. Максимальная амплитуда смещения по

разлому устанавливается на Центральном участке, где она доходит до 150 м с тенденцией убывания к северу и югу. На месторождении имеется ряд небольших тектонических трещин, сопряженных с основным разломом и отходящих от него под углом от 30 до 50°. К таким трещинам оперения можно отнести и три сближенных трещины на месторождении агата (участки Керци-ус и Керци-арач). Основной разлом прослеживается в субмеридиональном направлении, имеет крутое падение на запад под углом около 80°. Простираение оперяющих трещин северо-западное (305°), падение на юго-запад, под углом от 50 до 80°, прослеживаемая длина их 600–650 м.

Второе нарушение проходит на расстоянии 800–900 м к востоку от первого (основного), причем на поверхности оно (как и первое) четко выражено лишь на южном и частично на северном фланге месторождения, где разлом этот сечет массивные известняки верхнего сантона.

Кроме этих двух разломов, предполагается наличие и третьего, проходящего на восточном фланге месторождения, через участок Котрац-нав. Третий разлом проходит под некоторым углом к первым двум – в северо-западном направлении, вдоль бентонитовых глин, развитых среди смоляно-черных порфиритов; вытянутость бентонитовых глин узкой полосой в указанном направлении и дала основание для предположения о прохождении здесь тектонического нарушения.

Бентонитовые глины Саригухского месторождения, вместе с вмещающими их вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами верхнесантонского возраста, имеют моноклинальное падение на восток, под углом порядка 20°.

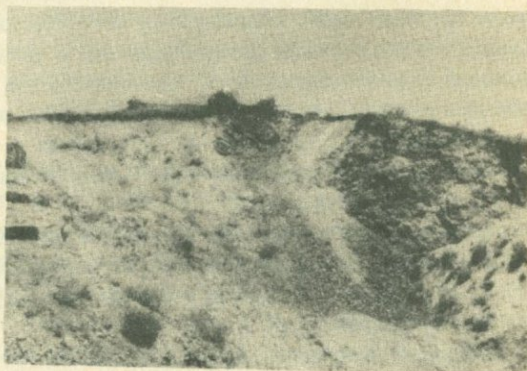
Морфологически они представлены пластообразной или линзообразной залежью (фиг. 3 и 4), мощность которой варьирует в пределах от 30 до 120 м; в среднем, по данным разведки Центрального участка, мощность их составляет 65 м.

По простираению бентонитовые глины прослеживаются в субмеридиональном направлении почти на 2 км, а по падению – на 200, местами до 400 м.

На месторождении наблюдаются постепенные переходы андезитов ("серые порфириты") в бентонитовые глины. Нередко наблюдаются аналогичные взаимоотношения и между так называемыми черными порфиритами, образующими дайкообразные тела, и бентонитовыми глинами; наряду с этим, однако, отмечаются и довольно резкие контакты между названными двумя породами.



Фиг.3. Саригюхское месторождение, центральный участок. Крупная пластовая залежь бентонитовых глин (образована за счет пирокластических пород).



Фиг.4. Саригюхское месторождение, Центральный участок. Линзовидная залежь бентонитовых глин (образована за счет пирокластических пород).

Как видно из прилагаемых разрезов, составленных по данным геолого-разведочных работ, залежь бентонитовых глин в центральной своей части имеет, как правило, максимальную мощность, а в южном и восточном направлении она постепенно уменьшается и залежь выклинивается. Местами наблюдаются резкие раздувы мощности бентонитовых глин и такие же резкие пережимы.

Ложем для бентонитовых глин обычно служат туфогенные песчаники, местами — черные порфиры, прорывающие в этих местах туфогенные песчаники. Кровлей залежи бентонитовых глин служат либо те же туфогенные песчаники и прорывающие их порфиры, либо (очень редко) известняки.

По Г.С.Авакяну (1968), среди бентонитовых глин Саригухского месторождения выделяются две разновидности, отличающиеся макроскопически по цвету.

К первой разновидности относятся бентонитовые глины желтые, а также светло-серые с кремовым оттенком; они распространены в верхней части залежи, т.е. с поверхности до глубины 15-17, реже до 40-50 м.

Залегающие под ними глины бутылочно-зеленого цвета относятся ко второй разновидности. Эти глины отличаются также и значительной плотностью. Однако глины обеих разновидностей по составу почти не отличаются друг от друга. Кроме того, наблюдениями установлено, что глины нижнего горизонта, оставаясь некоторое время на поверхности, приобретают такую же окраску как и глины "верхние" — первой разновидности. Следовательно, желтую или кремовую окраску глины верхнего горизонта приобрели под воздействием атмосферных агентов.

Для детальных микроскопических и электронномикроскопических исследований бентонитовых глин нами были отобраны образцы из различных участков Саригухского месторождения, а по Центральному участку отобраны куски кернов из скважин, пробуренных здесь при геологической разведке. По данным этих исследований выявлены следующие структурные типы: бентонитовые глины с реликтовой пепловой структурой, бентонитовые глины с реликтовой лавовой (перлитовой) структурой и, наконец, бентонитовые глины с реликтовой порфириковой структурой.

Преимущественным развитием на Саригухском месторождении и, в особенности, на его Центральном участке пользуются бентонитовые глины с реликтовой пепловой структурой, среди которых, при

более детальном изучении, удастся выделить следующие три разновидности: 1) бентонитовые глины с реликтовой пемзовой структурой, 2) глины с реликтовой беспорядочной туфовой и 3) глины с реликтовой флюидальной структурой (описание структурных типов бентонитовых глин см. в следующей главе).

Относительно пространственного распространения отдельных структурных типов и разновидностей бентонитовых глин следует отметить, что они резко не разграничиваются и не обособляются в самостоятельные, изолированные друг от друга тела. Между ними, конечно, имеются постепенные взаимные переходы. Тем не менее достаточно отчетливо выделяется преимущественное распространение на Центральном участке бентонитовых глин с реликтовой пемзовой структурой с разновидностями: реликтовой пемзовой и реликтовой туфовой структурой; бентонитовые глины третьей разновидности этого структурного типа – с реликтовой флюидальной структурой – распространены в южной части Центрального участка и на Южном участке.

Бентонитовые глины с реликтовой порфировой структурой установлены только в районе буровых скважин 4 и 5 Центрального участка, а также на участке карьера "Агат" и, наконец, бентонитовые глины с реликтовой перлитовой структурой установлены лишь на участке Котрац-нав (фиг. I и 2).

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН
И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД САРИГХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

I. Вмещающие породы

В районе месторождения распространены следующие основные типы пород, пространственно и генетически связанные с бентонитами: плагиоклазово-пироксеновые порфириды двух разновидностей — базальтовые и андезитовые, флюидальные андезито-дацитовые лавы^{x/} и туфы, туфопесчаники. Неизмененные кислые лавы и туфы непосредственно в районе месторождения нами не обнаружены и поэтому описание их не приводится. Отметим однако, что А. Мнацаканян, детально изучавшая меловые вулканогенные образования Северной Армении, приводит описание свежих кислых туфов, зафиксированных в пределах Центрального участка месторождения. Ею же отмечается широкое распространение свежих лав и туфов на правом берегу р. Чогаз.

Ниже приводится микроскопическое описание пород, распространенных непосредственно на территории месторождения.

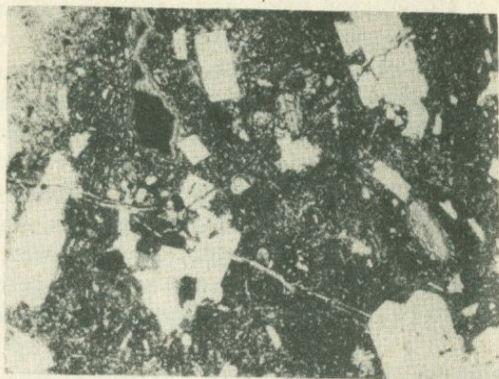
Плагиоклазово-двупироксеновые порфириды (базальтовые). Структура порфировая, текстура миндалекаменная. Вкрапленники (составляют около 40%) представлены основным плагиоклазом (№ № 56-58), ромбическим и моноклинным пироксенами и (в подчиненном количестве) псевдоморфным оливином. Основная масса (около 60%) состоит из бурого вулканического стекла (мезостазис), в котором рассеяны многочисленные микролиты плагиоклаза, изометричные зерна пироксена и акцессорный рудный минерал. Соотношение кристаллической фазы к стекловатой почти одинаковое, либо первая преобладает.

Структура основной массы определяется как промежуточная между гялопилитовой и микролитовой.

В результате гидротермальной деятельности порфириды подверглись изменению (вплоть до превращения их в бентониты), однако структурно-текстурные признаки сохранились. Более других минералов изменен оливин, затем вулканическое стекло и ромбический пироксен. Моноклинный пироксен остается совершенно (или почти) свежим. Плагиоклаз изменяется очень редко и слабо (обычно он свежий); изменение его выражается в пелитизации и слабой кальци-

^{x/} Эти образования впредь для краткости будут именоваться в работе просто лавами.

тизации, часто он проплавляется вулканическим стеклом (фиг.5). По краям и трещинкам оливина развивается бурый илдингсит, а в более интенсивно измененных породах зерно полностью замещается хлоритом, мелкозернистым кремнем, иногда кальцитом.



Фиг.5. Микрофото оазальтового порфирита.
Видны неизменные вкрапленники плагиоклаза и пироксена.

Одновременно с изменением оливина, хлоритизируется и вулканическое стекло; наиболее отчетливо это выражено в пределах пор и трещинок. В интенсивно измененных породах гиперстен замещается карбонатом, реже цеолитом; последний бесцветен, в скрещенных николях выявляется слабая поляризация и радиально-лучистое строение. По краям и трещинкам зерен гиперстена развивается грязновато-темнозеленое вещество. При скрещенных николях оно почти не меняется, проявляет слабую агрегатную поляризацию; по этим признакам минерал был отнесен к селадониту, что впоследствии и подтвердилось в результате рентгеновского исследования. Нередко этим минералом замещается все зерно. Обычно поры (миндалины) в порфиритах выполнены в центре изотропным густо-зеленым палагонитовым веществом и селадонитом, а по краям — светло-зеленым тонкочешуйчатым хлоритом, отличающимся низким двупреломлением (I порядка).

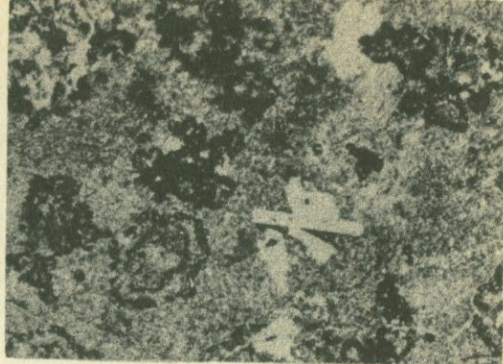
Характерно также присутствие скрытокристаллического (глинистого) вещества, обрамляющего в виде тонкой каймы хлоритовые

агрегаты; оно бесцветное, почти аморфное, едва поляризует. Реже в ядре пор отмечается кальцит в ассоциации с халцедоном и цеолитом.

Плагноклазово-двупироксеновые порфириты (андезитовые). Структура порфировая, текстура массивная, реже - миндалекаменная. Вкрапленники (10-15%) представлены плагноклазом (№ № 48-54) и, в подчиненном количестве, ромбическим, реже - моноклинным пироксеном (фиг. 6). Структура основной массы (85-90%) гялопилитовая (андезитовая), состоит из светло-бурого вулканического стекла и хаотично рассеянных в нем микролитов плагноклаза, акцессорного рудного минерала и (очень редко) апатита. Соотношение вулканического стекла к кристаллической фазе почти одинаковое.

В результате гидротермальной деятельности наиболее интенсивно изменяется вулканическое стекло, менее интенсивно - ромбический пироксен. Плагноклаз и моноклинный пироксен почти не изменяются. По вулканическому стеклу участками развивается кремнистый минерал, хлорит, очень редко - ромбики адуляра. Часто вулканическое стекло полностью распадается на тонкочешуйчатые агрегаты хлорита; окраска их светло-зеленая с желтоватым оттенком, проявляет слабую анизотропию. Вокруг и внутри этих агрегатов отмечается тонкая кайма (ободок) и точечные скопления бесцветного скрытокристаллического монтмориллонита. Такое тесное пространственное сродство хлорита и монтмориллонита свидетельствует о стадийном процессе разложения вулканического стекла и генетической связи этих минералов.

✓ Обычно монтмориллонитизация хорошо выражена вдоль трещинок и стенок пор. Последние часто имеют зональное (концентрическое) строение: глинистое вещество (монтмориллонит) образует отдельные концентры, смежные же с ними концентры состоят из метаколлоидного алюмокремневого вещества. По краям последние проявляют слабую анизотропию. По порам хорошо наблюдается дальнейший распад концентров на сферолитоподобные агрегаты; показатель преломления их значительно ниже балъзама. На этой стадии они представлены уже аморфным кремнеземом и цеолитом. Нередко стенки пустот и пор неравномерно инкрустируются также кристобалитом и кварцем. В других порах ядро выполнено цеолитом, а по краям развивается аморфный кремнезем (опал?) и глинистое веще-



А



Б

Фиг.6. Микрофото андезитовых порфиритов.

- А. Стекло основной массы изменено. Ячейки выполнены кальцитом и хлоритом (в центре), кристобалитом и алюмокремнеземистым гелем (по краям).
- Б. Крупная ячейка выполнена халцедоном; темные пятна - гидроокислы железа.

ство. Ромбический пироксен полностью замещается зеленоватым паллагонитовым веществом.

Т у ф о п е с ч а н и к и . Структура кристалло-литокластическая, псаммитовая, крупнозернистая.

Обломочный материал составляет 85%, связующий цемент – 15%. Представлены сравнительно хорошо окатанными обломками эффузивных пород (размером 0,5–2 мм) – порфиритов и андезитов, их шлаками и, в подчиненном количестве, – обломками зерен плагиоклаза (10%). По вулканическому стеклу порфиритов и андезитов развиваются хлорит, монтмориллонит и гидроокислы железа. Цемент хлоритовый; цвет зеленый с голубоватым оттенком. Двупреломление колеблется в пределах ($M_g - M_p$ 0,004–0,010), цвета интерференции зелено-серые, участками желто-зелено-серые,

2. Бентонитовые глины

А. Петрографическая характеристика

В районе месторождения распространены бентонитовые глины с реликтовой пепловой, перлитовой и порфировой структурами.

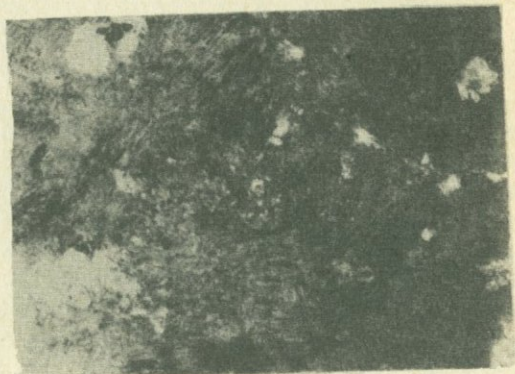
Среди глин с реликтовой пепловой структурой по структурно-текстурным признакам выделяются три разновидности: с реликтовой пемзовой, флюидальной и беспорядочной структурами.

Глины с реликтовой пемзовой структурой (фиг.7) состоят из перерожденного пеплового материала (около 98% стекла), сохранившего морфологические особенности витрокластической структуры. Вкрапленники (около 2%) представлены идиоморфными табличками (размером до 1,0 мм) плагиоклаза (зонального андезина); из темноцветных присутствует гиперстен, из аксессуарных – апатит (мелкие удлиненные призмочки) и магнетит. Кристаллическая часть породы почти не подверглась изменению. Под микроскопом выявляется ячеистое строение этих глин; размер ячеек (пор) колеблется в пределах 0,1–0,6 мм, они имеют округлую и удлиненную формы, края обычно неровные. Ядро ячеек часто выполнено буроватым тонкослоистым, реже пластинчатым цеолитом, обнаруживающим слабую анизотропию; иногда в ядре присутствует грязновато-зеленый хлорит и (очень редко) кальцит. Ячейки окружены светло-зеленоватыми агрегатами монтмориллонита с поляризационной окраской I, реже II порядков.



Фиг.7. Глина с реликтовой пемзой (пузыристой) структурой.

В глинах с реликтовой флюидальной структурой (фиг.8) соотношение стекла и кристаллической фазы такое же, как и в описанных выше глинах (98% и 2%). Кристаллическая часть породы также представлена плагиоклазом, пироксенами, апатитом и магнетитом.



Фиг.8. Глина с реликтовой флюидальной структурой.

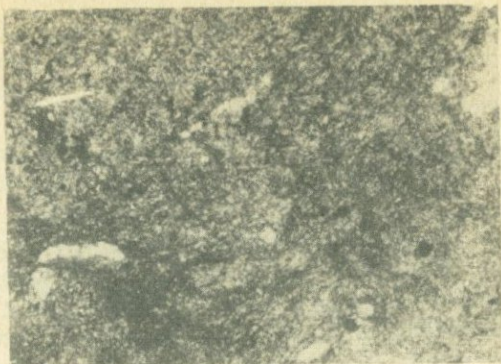
Характерно наличие заметного количества кристаллитов. Кроме того, цеолиты в описываемых глинах под микроскопом не обнаруживаются. Пепловый материал состоит преимущественно из сплюснутых пористых стекол. Стекла имеют полосчатое строение (вызванное очевидно смещением различных по составу их разновидностей); полосы темные, непросвечивающие. Стекла с пористой структурой

встречаются очень редко; последние имеют причудливую форму: встречаются вогнутые, угловатые и другие разности. Стекло нацело перерождено в зеленоватое глинистое вещество, которое при скрещенных николях обнаруживает скрытокристаллическое строение и слабое двулучепреломление. При скрещенных николях фиксируется также (иногда в значительных количествах) скрытокристаллический кремнь.

Глины с реликтовой беспорядочной туфовой структурой (фиг. 9) отличаются от описанных выше несколько большим содержанием кристаллической фазы (главным образом плагиоклазов), а также отсутствием сколько-нибудь отчетливо выраженной реликтовой структуры; характерно также наличие заметного количества отдельных скоплений и пленок гидроксидов железа на поверхности глинистых минералов, отчего глинистое вещество в целом приобретает буроватую окраску. Вкрапленники (около 10%) представлены зональным плагиоклазом, гиперстеном, очень редкими зернами апатита и магнетита; все они совершенно свежие, за исключением гиперстена, который подвергается некоторому изменению. Стекло нацело перерождено в монтмориллонит; местами по стеклу развивается хлорит в виде более или менее крупных округлых и тонких чешуек светло-зеленого цвета; иногда отмечается также тонковолокнистый цеолит, обнаруживающий слабую анизотропию.

✓ Бентонитовые глины с реликтовой перлитовой структурой (фиг. 10). Стекло составляет 97%; вкрапленники – около 3%; последние представлены плагиоклазом, пироксенами (ромбическим и моноклинным), редкими зернами апатита и магнетита; вкрапленники не подвергаются сколько-нибудь существенным изменениям.

Перлитовые стекла имеют характерные трещинки, по которым они распадаются на блоки, имеющие обычно округлую форму. Пресобразование стекла первоначально происходит вдоль перлитовых трещинок, а затем распространяется на всю массу породы. В составе стекла отмечается большое количество кристаллитов; эти зачаточные формы кристаллов (в отличие от окончательно сформированных микролитов), так же как и само стекло, полностью перерождается в глинистое вещество, что подтверждается данными рентгеноструктурного анализа недезинтегрированной породы. В интенсивно измененных породах по стеклу развивается главным образом монтмориллонит; цвет серый, характеризуется скрытокристаллическим строением и слабым двулучепреломлением. В сравнительно слабо изменен-



Фиг.9. Глина с реликтовой беспорядочной туфовой структурой.



Фиг.10. Глина с реликтовой перлитовой структурой.

ных разностях отмечается мелкочешуйчатый хлорит зеленоватого цвета и алюмокремнеземистый гель; последний в отличие от монтмориллонита совершенно изотропен.

Выделяются два типа описываемых глин: первый характеризуется крупными и редкими блоками, второй - частыми и мелкими.

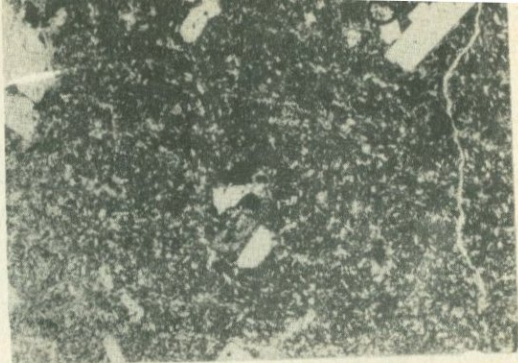
В глинах с реликтовой порфировой структурой (фиг. II, I2) вкрапленники составляют около 50% породы. Они представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, псевдоморфным оливином, апатитом и магнетитом. В процессе гидротермальной переработки порфиритов лишь некоторые из указанных минералов подвергаются изменениям - ромбический пироксен и оливин. Продукты их изменения представлены идингситом, хлоритом, мелкозернистым кремнем, кальцитом (по оливину), селадонитом, кальцитом, реже цеолитом (по гиперстену). Таким образом, бентонитизация породы происходит лишь за счет стекла (в основной массе имеется очень много микролитов плагиоклаза, которые также не изменяются), составляющего 50-60% общей массы породы. Бентонитизация стекла начинается с трещинок и стенок пор. На общем фоне основной массы выделяются "каплевидные" зеленоватые агрегаты монтмориллонита, промежутки между которыми выполнены бесцветным алюмокремнеземистым гелем, впоследствии распадающимся на опал и цеолиты. Иногда эти продукты развиваются и внутри агрегатов глинистого вещества.

Б. Гранулометрия

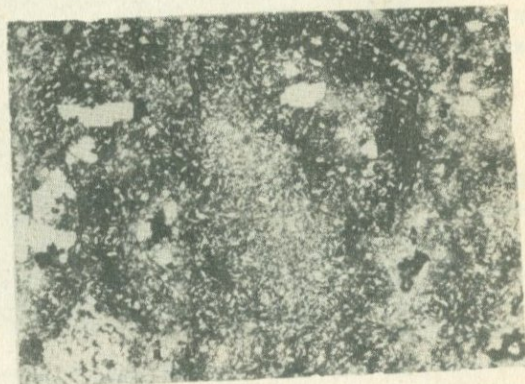
Гранулометрический анализ был проведен для глин и измененных вулканогенных пород.

В глинах среднее содержание глинистой фракции ($< 0,001$ мм) составляет 57,61%, суммы алевритовой фракции - 36,64% ($0,01 - 0,001 - 22,78\%$ и $0,1 - 0,01 - 13,86\%$), песчаной - 5,76%. Карбонатность в среднем достигает 3,07%.

В измененных вулканогенных породах среднее содержание глинистой фракции составляет 28,99%, суммы алевритовой фракции - 40,89% ($0,01 - 0,001 - 16,77\%$ и $0,1 - 0,01 - 24,12\%$), песчаной - 30,17%.



Фиг. II. Глина с реликтовой порфировой структурой (образована за счет андезитового порфирита). Видны микролиты и вкрапленники неизмененных плагиоклазов.



Фиг. I2. Глина с реликтовой порфировой структурой (образована за счет базальтового порфирита). Вкрапленники (плагиоклазы, пироксены) и микролиты (плагиоклазы) почти не изменены.

Средняя карбонатность в них составляет - 4,13%.

Сравнительная оценка гранулометрического состава пород различных участков месторождения показывает, что наиболее тонко-дисперсные глины сосредоточены в пределах центральной его части.

В заключение следует отметить, что данные по средним содержаниям отдельных фракций в какой-то мере искажены за счет агрегированных глинистых частиц; крупные агрегаты образуются в результате слипания частиц размером $< 0,001$ мм, следовательно, за счет этой фракции увеличивается процентное содержание алевроитовой и песчаной. В случае типичных монтмориллонитовых глин применение соответствующих реактивов не приводит к должному эффекту, но тем не менее приводимые столбчатые графики все же дают определенное представление о среднем гранулометрическом составе пород.

В. Минеральный состав

В глинах и вмещающих породах в результате изучения их иммерсионным методом были установлены следующие НЕГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ:

- 1) Легкие - полевые шпаты (андезин, олигоклаз), кварц, кордиерит, кремнистый минерал, хлорит, вулканическое стекло.
- 2) Тяжелые - авгит, гиперстен, тремолит, диопсид, апатит, хлорит, пирит, магнетит, ильменит, гидроокислы марганца и железа.

1) Минералы легкой фракции

П о л е в ы е ш п а т ы. Наиболее распространены плагиоклазы среднего состава (андезин), реже встречается олигоклаз; другие минералы этой группы почти отсутствуют. А н д е з и н - второй по распространенности минерал легкой фракции - встречается главным образом в виде полисинтетических и простых двойников. Форма зерен удлинённая, таблитчатая. В типичных глинах они в различной степени изменены и иногда окрашены в желтоватые и розоватые цвета гидроокислами железа и марганца; в других типах пород они обычно свежие. Размеры зерен колеблются от 0,02 до 0,07 мм. Показатель преломления - 1,553-1,550. О л и г о - к л а з встречается в виде удлинённых и изометричных зерен

бесцветного и серовато-белого цвета. Распространены полисинтетические и простые двойники. Зерна обычно свежие, иногда содержат включения рудного минерала. Размер зерен колеблется в пределах 0,02-0,2 мм. Mg - I,545, Mn - I,536.

К в а р ц встречается довольно часто во всех типах пород, но в незначительных количествах. Обычно он окрашен гидроокислами железа и марганца в различные оттенки красного и бурого цвета, встречается также бесцветный. Зерна свежие и прозрачные, размеры их колеблются в пределах 0,03-0,2 мм.

К о р д и е р и т встречается в редких зернах в глинах или интенсивно переработанных вулканогенных породах. Цвет желтовато-серый, форма зерен неправильная и удлинённая, обнаруживает слабый плеохроизм, двуосный. Показатель преломления - I,534, погасание прямое (параллельно ребру зерна).

К р е м н и с т ы й м и н е р а л встречается редко в виде бесцветных или окрашенных в красноватые тона неправильно-округлых зерен с низким показателем преломления - I,448.

Х л о р и т встречается в глинах или измененных вулканогенных породах почти постоянно, иногда в значительных количествах. В легкой фракции он представлен продуктом изменения вулканического стекла. На поверхности агрегатов вулканических стекол наблюдается пленка или корочка, довольно интенсивно окрашенная в зеленый цвет. Присутствие хлорита не подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Это обстоятельство трудно объяснить иначе, как полным перерождением структуры хлорита в продуктах наиболее интенсивного изменения вулканических пород.

В у л к а н и ч е с к о е с т е к л о является наиболее распространенным минералом легкой фракции. Встречается в виде угловатых и угловато-округлых зерен черного, бурого, буровато-желтого, буровато-зеленого, кирпично-красного и оранжевого цветов. Как правило, большая часть стекол подвергнута изменению - хлоритизации и пелитизации (монтмориллонитизация). Среди свежих разностей можно выделить по крайней мере две разновидности: темноокрашенные зерна среднего состава с показателем преломления в пределах I,514-I,525 и более светлоокрашенные зерна кислого состава с показателем преломления в пределах I,485-I,500. Последние встречаются реже.

2) Минералы тяжелой фракции

А в г и т — один из наиболее распространенных минералов тяжелой фракции. Форма зерен неправильная, удлинённая. Встречаются преимущественно буровато-зелёные разновидности. Зерна в той или иной мере разложены, иногда содержат включения (по-видимому, рудного минерала; точное определение не представляется возможным вследствие их чрезвычайно малых размеров). Показатель преломления $1,723-1,734$. Размеры зерен колеблются в пределах $0,04-0,2$ мм.

Г и п е р с т е н встречается редко и в единичных зернах. Форма зерен удлинённо-призматическая. Цвет буровато-зелёный. Отличается характерным плеохроизмом. Размер зерен $0,07-0,2$ мм.

Д и о п с и д встречается часто, но в незначительных количествах. Представлен бесцветными призматическими зёрнами с зазубренными краями. Размер зерен $0,02-0,1$ мм. $n_g - 1,671$, $n_r - 1,676$.

Т р е м о л и т присутствует лишь в единичных зёрнах. Цвет серовато-розовый. Форма удлинённо-призматическая. Оптические свойства: слабый плеохроизм, положительное удлинение, двуосный отрицательный,

А п а т и т. Бесцветный, иногда беловато-жёлтый. Форма зерен — короткопризматическая, размеры — $0,01-0,08$ мм.

Х л о р и т встречается редко. Форма зерен округлая и таблитчатая. Цвет зелёный, различных оттенков. Характерен слабый плеохроизм.

Р у т и л присутствует в единичных зёрнах. Форма зерен неправильная, идиоморфная, цвет желтовато-бурый. Показатель преломления — $2,880-1,902$, зёрна обнаруживают слабый плеохроизм.

Б а р и т встречается часто, особенно в интенсивно изменённых породах. Представлен незначительными по размеру таблитчатыми и округлыми зёрнами. Характерны включения рудного минерала, поверхность зерен загрязнена гидроокислами марганца и железа.

Ц е л е с т и н — довольно распространённый минерал, обычно встречается в ассоциации с баритом. Отличается от последнего несколько большим размером зерен, почти полным отсутствием

пятен на поверхности и включений рудного минерала, а также дисперсионным эффектом и интерференционной окраской. На основании указанных признаков отобраны зерна для спектрального анализа, результаты которого подтвердили наличие целестина.

Магнетит встречается часто, иногда в значительных количествах. Форма зерен — октаэдрическая, неправильно-угловатая, цвет — черный.

Ильменит + хромит встречаются часто и в значительных количествах. Форма зерен неправильно-угловатая; немагнитны. Описываемые минералы отдельно определяются при помощи спектрального анализа. Кроме того, некоторые зерна хромита в отраженном свете приобретают красноватый оттенок.

Пирит встречается довольно часто, но главным образом в редких зернах. Последние в различной степени изменены.

Гидрокислы железа и марганца встречаются весьма часто, иногда в значительных количествах. Представлены в различной степени гидратированными агрегатами; обычно в форме примазок и неправильных стустковых образований концентрируются на поверхностях в различной степени измененных вулканических стекол и других легких минералов, окрашивая их в желтый, бурый, розовый, красный и другие цвета.

Кроме описанных минералов, в глинах и измененных вулканогенных породах в результате рентгеноструктурного анализа и микроскопического описания шлифов установлены еще следующие неглинистые минералы: оливин, селадонит, опал, кальцит.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ изучались комплексно — с применением рентгеноструктурного, электронномикроскопического, электронографического и термического анализов. Ниже приводится описание глинистых минералов по результатам каждого из указанных видов анализа в отдельности.

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНАЯ характеристика. Было исследовано 15 образцов: шесть образцов глин, два образца относительно слабо измененного базальтового порфирита, три образца интенсивно измененного базальтового порфирита, один образец относительно слабо измененного андезитового порфирита, один образец интенсивно измененного андезитового порфирита и два образца измененного туф. есчаника. Во всех случаях анализу были подвергнуты глинистая фракция и порода.

Минеральный состав (неглинистые минералы) гранулометрия
и карбонатность бентонитовых глин и вмещающих пород
Саригужского месторождения

№ обр.	Наимено- вание пород	Содержание минералов в %														
		Средние платиноклазы	Кварц	Кордиерит	Хлорит	Кремнистый минерал	Свежие вулк. стекла	Измен. вулк. стекла	Барит	Целестин	Пирит	Хлорит	Гидроокислы железа	Гидроокислы марганца	Авгит	Диопсид
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
I	Глина	15	3	2	р	-	р	80	8,5	0,5	р	-	р	-	I	-
Ic	"	5	р	р	р	р	2	93	5	2	3	р	5	р	5	р
2в	"	5	р	р	р	р	-	95	5	3	-	-	5	I	р	р
5с	"	5	-	-	р	-	р	95	4	р	-	-	р	р	5	5
6с	"	50	-	-	р	-	р	50	р	р	-	-	57	-	6	3
7б	"	8	р	-	I	р	р	90	5	5	-	-	20	10	5	5
7с	"	10	р	-	10	р	р	80	10	-	5	-	15	5	20	I
8с	"	р	р	р	р	р	р	100	2	3	-	-	10	10	10	4
10в	"	2	-	-	р	-	р	98	р	р	2	-	60	10	3	р
10с	"	р	р	-	р	-	-	100	3	2	-	р	40	р	р	р
12с	"	2	р	р	р	р	р	98	2	3	-	р	10	5	р	р
I3	"	-	-	-	-	-	-	-	5	5	-	-	10	10	10	р
I3с	"	7	р	р	р	р	р	92	2	5	-	р	2	I	р	р
16с	"	5	р	-	р	р	-	95	2	2	-	-	10	10	р	р
18с	"	р	р	р	р	р	р	100	р	р	р	р	р	р	р	р
19с	"	5	р	р	р	р	-	95	2	2	-	-	3	2	р	-
21с	"	10	р	-	р	-	р	90	2	3	-	р	5	5	р	р
25с	"	8	2	р	р	р	-	90	5	5	-	-	10	5	5	р
27с	"	5	р	р	30	р	р	65	5	5	-	р	2	2	I	р
28с	"	10	р	р	р	-	-	90	2	3	р	р	-	р	р	р
33с	"	5	р	р	30	р	-	65	2	2	-	-	-	р	0,5	0,5
34с	"	4	р	р	-	р	-	95	5	5	-	р	-	р	5	5
35с	"	6	р	р	-	р	-	95	10	5	-	р	-	р	р	р
36с	"	5	р	р	-	р	-	95	5	15	-	-	I	2	I	I
38с	"	5	р	р	р	-	р	95	р	р	-	-	40	10	6	3
39с	"	5	р	р	р	р	р	95	10	5	р	-	10	10	5	5
40с	"	7	р	р	р	р	р	92	10	10	р	р	10	-	5	5

Содержание минералов в %								Выход тяжелой фракции в гр.	Карбонатность в %	Гранулометрический состав в %			
№ обр.	Гиперстен	Тремолит	Апатит	Рутил	Магнетит	Хромит	Ильменит			0,1мм	0,1-0,01	0,01-0,001	< 0,001
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
I	p	-	-	-	-	20	70	0,03	4,80	3,46	11,01	13,27	72,24
Ic	-	p	-	p	-	20	60	0,08	5,44	7,11	22,65	20,83	49,41
2в	-	p	p	-	-	15	70	0,02	2,24	2,31	16,95	12,24	68,50
5с	-	-	-	-	-	15	70	0,06	5,12	5,64	12,87	27,19	54,30
6с	-	-	4	-	-	5	25	0,06	3,20	4,32	9,51	40,97	45,20
7б	-	p	p	p	-	20	30	0,06	1,60	13,21	16,56	34,98	35,25
7с	-	p	p	-	3	10	30	0,03	5,12	6,20	9,53	25,53	58,74
8с	p	-	p	p	-	10	50	0,06	6,40	16,05	14,40	31,58	37,97
10в	-	-	-	-	-	5	20	0,09	1,28	7,05	12,26	16,13	64,56
10с	-	-	-	-	-	10	45	0,03	1,92	6,20	14,30	20,90	58,60
12с	p	-	-	-	10	20	50	0,08	2,24	3,51	29,46	21,45	45,58
13	p	-	p	p	10	10	40	0,07	5,75	4,17	13,09	26,05	56,69
13с	-	-	-	-	5	15	70	0,05	2,56	5,12	9,95	26,83	58,10
16с	-	p	-	-	p	15	60	0,07	2,88	6,23	5,72	13,15	74,90
18с	-	p	-	-	10	20	70	0,04	3,84	1,12	13,23	26,71	59,94
19с	p	-	p	-	5	25	60	0,03	3,52	1,21	15,79	25,86	57,14
21с	-	p	-	-	5	20	60	0,30	2,56	2,33	15,29	28,92	53,46
25с	p	-	p	-	5	15	50	0,03	2,88	5,60	14,80	30,66	48,94
27с	p	-	-	-	p	15	70	0,08	2,56	3,21	16,43	24,09	56,27
28с	-	p	-	p	p	15	80	0,04	2,56	2,14	8,29	19,34	70,23
33с	-	-	-	p	-	15	80	0,04	-	-	-	-	-
34с	-	-	p	p	-	20	60	0,05	2,24	4,33	12,17	23,45	60,0
35с	p	-	-	-	-	15	70	0,06	3,84	3,76	10,33	21,06	64,85
36с	-	p	-	-	5	10	60	0,05	1,28	4,51	22,20	21,69	51,60
38с	-	-	1	-	-	10	30	0,07	2,24	7,12	27,30	17,16	48,42
39с	-	p	5	-	15	15	20	0,07	3,52	18,21	32,87	12,04	36,88
40с	p	-	p	-	20	20	20	0,10	3,52	4,27	14,03	18,05	63,65

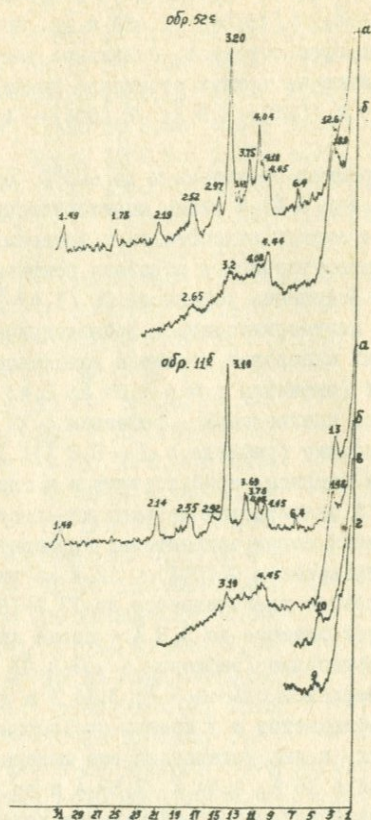
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
41с	Глина	6	р	-	р	р	-	93	10	10	р	-	20	10	5	5
42	"	13	р	2	р	р	р	85	10	15	-	р	10	10	10	р
44с	"	8	р	р	р	р	2	90	20	5	р	р	10	10	5	5
45с	"	20	р	р	р	р	р	80	5	10	р	-	20	10	5	-
46с	"	5	-	-	р	р	р	95	20	10	р	р	15	10	10	-
47с	"	5	р	-	р	р	р	95	10	10	-	р	20	10	5	5
48с	"	5	р	-	р	р	-	95	15	10	р	-	20	10	10	-
49	"	4	р	р	р	р	р	95	15	5	р	-	10	10	15	3
50с	"	5	1	р	р	1	2	90	10	10	р	р	20	10	10	р
51с	"	р	р	-	р	р	р	100	5	5	-	-	10	20	2	2
53с	"	5	2	2	р	р	-	90	р	р	-	-	20	25	-	р
54с	"	6	2	1	р	р	р	90	4	5	20	-	р	р	-	-
2с	Сл. изм. ч. порфирит	10	р	-	р	р	30	60	р	р	-	-	8	2	60	р
2с	"	10	р	-	80	р	-	10	-	-	-	-	10	5	50	р
10с	"	50	р	р	р	р	р	50	р	р	-	-	-	-	70	-
20с	"	10	р	р	40	р	р	50	-	-	-	-	р	р	50	р
52с	"	р	-	-	р	-	-	100	р	р	-	-	-	-	10	р
11с	Сильно изм. ч. порфирит	10	р	р	-	р	-	90	5	5	-	-	10	10	20	-
11в	"	20	2	2	5	р	р	70	р	р	-	-	30	-	18	2
22с	"	р	р	-	70	-	р	30	10	5	-	-	20	10	20	р
26с	"	30	р	р	-	р	-	70	р	р	-	-	15	15	10	-
31с	"	35	5	-	р	-	р	60	-	-	-	-	20	-	30	-
6с	Сл. изм. серый порфирит	15	р	р	5	р	8	70	-	-	-	-	30	5	20	р
7а	"	20	р	-	р	р	-	80	-	-	-	-	-	-	20	р
12с	Сильно изм. сер. порфирит	р	р	-	50	-	р	50	р	р	-	р	30	10	-	-
8	Изм. туфо-песчанники	р	р	-	100	-	р	р	10	10	р	-	15	5	5	-
9	"	р	-	р	р	-	-	100	20	10	-	-	10	-	20	10
30с	"	20	р	-	40	-	р	40	-	-	-	-	30	10	10	-
15с	"	10	р	-	-	р	р	90	10	10	-	р	15	10	5	-

I8	I9	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
4Ic	p	-	p	p	10	15	15	0,05	-	-	-	-	-
42	-	p	-	-	10	15	20	0,05	1,92	6,47	14,08	20,33	59,12
44c	-	p	p	-	10	15	20	0,08	2,88	7,24	7,04	42,54	43,16
45c	-	p	p	-	10	20	20	0,10	2,88	2,05	4,63	16,34	76,96
46c	p	p	p	-	5	10	20	0,08	0,64	1,14	11,33	12,23	75,30
47c	p	-	p	-	10	10	20	0,08	2,24	8,98	10,33	24,12	56,57
48c	p	-	p	-	5	15	15	0,05	2,88	7,78	14,12	23	55,10
49	-	-	2	-	15	10	15	0,03	3,20	7,14	14,31	18,05	60,00
50c	p	p	-	-	15	10	15	0,03	1,92	7,12	8,46	22,48	61,94
51c	-	p	-	p	-	10	45	0,04	2,28	11,12	10,30	36,12	42,46
53c	p	-	p	-	-	10	45	0,04	1,60	5,56	12,30	20,64	61,50
54c	-	-	-	-	-	20	50	0,06	6,7	5,08	9,03	19,62	66,25
26	-	p	p	-	-	10	20	0,76	4,36	-	-	-	-
2c	p	p	p	-	10	20	5	0,81	4,80	-	-	-	-
106	-	-	-	p	20	-	10	0,39	2,88	-	-	-	-
20c	p	-	p	-	-	20	30	0,07	4,16	-	-	-	-
52c	p	-	-	-	10	20	60	0,05	2,88	-	-	-	-
116	p	-	p	-	10	15	25	0,03	3,84	-	-	-	-
11в	-	-	p	-	20	5	25	0,13	6,08	-	-	-	-
22c	-	-	p	-	15	10	10	0,06	1,60	-	-	-	-
26c	-	-	-	-	20	20	20	0,27	2,56	-	-	-	-
31c	p	-	p	-	30	5	15	0,03	2,56	-	-	-	-
66	-	-	-	-	15	10	20	0,08	11,52	-	-	-	-
7a	p	-	-	-	p	20	50	0,07	1,28	-	-	-	-
126	p	-	p	-	10	20	30	0,05	3,20	-	-	-	-
8	p	-	p	p	5	20	30	0,13	5,76	30,15	14,73	24,92	30,20
9	p	-	-	-	-	10	20	0,04	4,80	25,18	43,30	3,74	27,78
30c	p	-	p	-	40	-	10	0,05	3,20	27,90	20,66	19	32,44
15c	p	-	p	p	30	10	10	0,002	4,80	37,20	17,79	19,45	25,56

В глинистой фракции глин и в самих глинах единственным глинистым минералом является монтмориллонит. Последний устанавливается по наличию на дифрактометрических кривых необработанных образцов серии рефлексов с $d(001) \sim 12-14 \text{ \AA}$; $d(004) \sim 3,17 \text{ \AA}$; $d(11,02) \sim 4,5 \text{ \AA}$; $d(002/003) \sim 5 \text{ \AA}$; $d(13,20) \sim 2,56 \text{ \AA}$; $d(31;15;24) \sim 1,69 \text{ \AA}$; $d(33;06) \sim 1,49 \text{ \AA}$ и др. На дифрактограммах, обработанных глицерином образцов, базальное расстояние возрастает до $17,7 \text{ \AA}$. На этих же кривых отчетливо фиксируются отражения с $d(002) \sim 8,9 \text{ \AA}$; $d(003) \sim 5,9 \text{ \AA}$; $d(004) \sim 4,43 \text{ \AA}$; $d(005) \sim 3,54 \text{ \AA}$.

На дифрактограммах прокаленных до 600°C образцов $d(001)$ смещается к $d = 9,6-9,8 \text{ \AA}$. В целом монтмориллонитовые отражения 001 имеют необычно низкую относительную интенсивность, что, очевидно, связано с присутствием в образцах рентгеноаморфного компонента (стекла). Положение рефлексов $06(1,49-1,50 \text{ \AA})$ указывает на принадлежность монтмориллонита к диоктаэдрическому типу.

Из неглинистых минералов в глинах установлены: низкотемпературный кристобалит (рефлексы с $d = 4,03 \text{ \AA}$; $2,43 \text{ \AA}$), полевые шпаты (главным образом плагиоклазы - рефлексы с $d = 3,16 \text{ \AA}$, $3,73 \text{ \AA}$, $6,3 \text{ \AA}$, $2,14 \text{ \AA}$) и цеолит (рефлекс с $d = 8,8 \text{ \AA}$). Указанные минералы, за исключением цеолита, присутствуют и в глинистой фракции глин, но - реже и в значительно меньших количествах. В слабо и интенсивно измененных серых андезитовых порфиритах установлены: монтмориллонит (отражение с $d(001) \sim 12 \text{ \AA}$ на дифрактограммах необработанных образцов увеличивается до $17,7-18 \text{ \AA}$ после насыщения глицерином и сокращается до $9,8 \text{ \AA}$ - после прокаливания образца при 600°C), кристобалит (рефлексы с $d \sim 4,03 \text{ \AA}$, $2,48 \text{ \AA}$ и др.) и полевые шпаты (рефлексы с $d \sim 6,3 \text{ \AA}$; $3,16 \text{ \AA}$ и др.). В основном такой же состав наблюдается и у измененных черных порфиритов, но, кроме перечисленных, в них установлен еще минерал, близкий к селадониту (отражения с $10 \text{ \AA}$, $4,44 \text{ \AA}$, $2,57 \text{ \AA}$ и др.). Так, в образце № 26 основным является глинистый минерал модификации I м с повышенным содержанием железа (параметр "B", вычисленный по отражению 060 , равен $9,02 \pm 0,01 \text{ \AA}$) по структуре и составу соответствует глаукониту, однако его следует отнести к селадониту. От описанных выше пород существенно отличаются по составу измененные туфопесчаники. Так, в глинистой фракции образца 15с имеется примесь гидрослюда (основным минералом является монтмориллонит), а в тонкой фракции образца № 8 основным компонентом уже



Фиг.13. Дифрактограммы бентонитовых глин
Саригихского месторождения.

является смешанно-слоистый минерал типа слюда - монтмориллонит с содержанием в структуре не более 30% монтмориллонитовых слоев. Гидрослюда устанавливается по наличию на дифрактограмме базального отражения с $d(001) = 10 \text{ \AA}$, не меняющего положения после обработки образца глицерином. О наличии смешанно-слоистого минерала свидетельствуют отражения с $d(001) = 10,6 \text{ \AA}$, $d(003/004) = 3,30 \text{ \AA}$ и др. на дифрактограммах необработанного образца. После обработки образца глицерином сплошное рассеяние от отражения $10 \text{ \AA}$ исчезает в сторону малых углов. После прокаливании образца до 600°C базальное отражение $10 \text{ \AA}$ становится резким, фон в сторону малых углов исчезает, все гидратированные слои в структуре сокращаются до $10 \text{ \AA}$.

Рентгеноструктурному анализу был подвергнут также трудно диагностируемый под микроскопом минерал, выделенный из крупной фракции глин; он оказался минералом из группы цеолита, близким к клиноптилолиту. Результаты анализа (табл. 2) сравниваются с данными для цеолита, обнаруженного в бентонитовых глинах месторождения Гектор (Эймс Л.Л., Санд Л.Б., 1962).

Таблица 2

Клиноптилолит	Саригях	Клиноптилолит	Гектор
d	l	d	l
8,8	100	8,93	100
7,8	9	7,92	23
6,7	8	6,76	13
5,1	10	5,13	18
3,96	57	3,98	72
3,89	—	3,91	14
3,39	20	3,43	22
3,29	12	—	—
3,15	15	3,18	22
3,12	16	3,13	20
2,96	45	2,97	47
2,78	12	2,81	25
2,72	20	2,74	18
2,51	12		
2,41	10		
2,09	15		
2,01	18		

Таким образом, результаты рентгеноструктурного анализа позволяют сделать следующее заключение.

В бентонитовых глинах породообразующим и единственным глинистым минералом является монтмориллонит; из неглинистых минералов в качестве второстепенной примеси в них присутствуют: кристобалит, цеолит, полевые шпаты. При этом глинистая фракция глин и сами глины почти не отличаются между собой по составу глинистых и неглинистых минералов.

Глинистая фракция измененных базальтовых и андезитовых порфиритов имеет аналогичный с глинами минеральный состав, однако сами измененные порфириты (нефракционированная порода) содержат значительное количество неглинистых минералов (главным образом плагиоклазы), которые и являются основными компонентами. Кроме того, в измененных базальтовых порфиритах установлен минерал, близкий к селадониту.

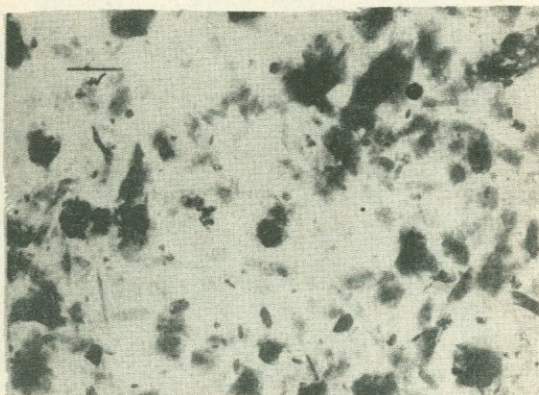
Туфопесчаники существенно отличаются по минеральному составу от глин и измененных порфиритов; часто монтмориллонит присутствует в них как примесь; в этих случаях основными глинистыми минералами являются смешанно-слоистый минерал типа слюда - монтмориллонит и богатая железом гидрослюда, по структуре и составу приближающаяся к глаукониту.

Каких-либо промежуточных или стадийных глинистых минералов не обнаружено ни в глинах, ни в различной степени измененных порфиритах. Вместе с тем, микроскопические исследования показывают, что в процессе бентонитизации стекло довольно интенсивно хлоритизируется; очевидно, этот хлорит как промежуточный продукт неустойчив и сравнительно быстро перерождается в более стабильный продукт - монтмориллонит.

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКАЯ И ЭЛЕКТРОНОГРАФИЧЕСКАЯ характеристика. Микротекстуры глин и морфология частиц изучались при помощи коллодиево-угольных реплик и электронномикроскопических снимков суспензий. Исследовано более 20 образцов глин, из коих 6 было подвергнуто электронографическому анализу. Угольные реплики со свежих сколов пород дали весьма ценный материал не только для суждения о микротекстурах глин, но помогли также установить отдельные их разновидности. Ниже приводятся электронномикроскопические снимки суспензий и угольные реплики двух разно-



Фиг.14. Коллодиево-угольная реплика со свежего скола бентонитовой глины, образовавшейся за счет пепла.



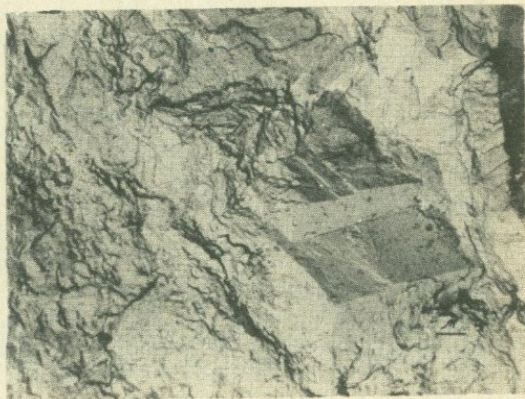
Фиг.15. Электронномикроскопический снимок бентонитовой глины с реликтовой туфовой структурой.

видностей бентонитовых глин: пепловых и образованных за счет других вулканогенных пород (лав, порфиритов).

Легко заметить, что электронномикроскопические снимки суспензий и угольные реплики глин, образовавшихся за счет пеплов, имеют значительное сходство. На снимках естественных сколов они имеют стекловидную поверхность, испещренную многочисленными складочками, создающими характерную "морщинистую" текстуру. Иногда на такой поверхности фиксируются фрагменты пепловых частиц удлиненной формы. Во всех случаях глинистый материал воспринимается как однородная стекловатая масса (фиг.14).

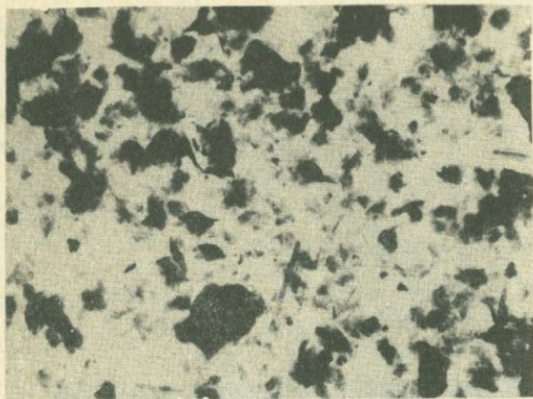
На электронномикроскопических снимках суспензий фиксируются частицы двух морфологических типов: агрегаты неопределенной формы различной толщины (вплоть до прозрачных) с сильно размытыми краями и шиповидные или короткопризматические монтмориллонитизированные фрагменты стекла (фиг.15).

Микротекстуры глин, образовавшихся за счет порфиритов, существенно отличаются от описанных выше. Объясняется это наличием в порфиритах кристаллической фазы — как в основной массе (фиг.16), так и в самом стекловатом базисе (микролиты плагиоклазов). Текстура самого стекла (измененного) обнаруживает большое



Фиг.16. Коллодиево-угольная реплика со свежего скола бентонитовой глины, образовавшейся за счет лавы.

сходство с пепловыми глинами, но почти не затронутая изменени-



Фиг.17. Электронномикроскопический снимок глины, образовавшейся за счет лавы.



Фиг.18. Электронномикроскопический снимок глины с реликтовой порфировой структурой.

ем кристаллическая фаза определяет своеобразие микротекстур бентонитовых глин, образовавшихся за счет порфириров. На электронномикроскопических снимках суспензий таких глин (фиг.17 и 18) фиксируются главным образом агрегаты неопределенной формы (шиповидные частицы почти отсутствуют).

В результате электронографического анализа лишь для одного образца удалось определить все параметры элементарной ячейки (фиг.19):

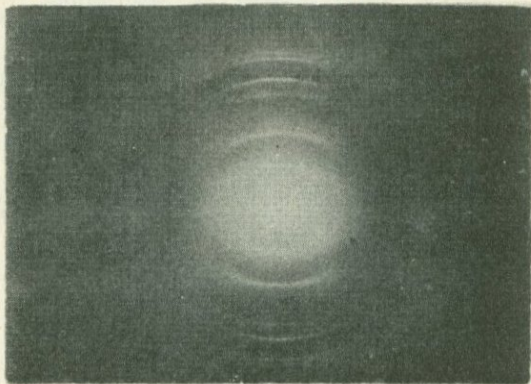
$$a = 5,16 \text{ к\AA}$$

$$b = 8,98 \text{ к\AA}$$

$$c = 10 \text{ к\AA}$$

$$\beta = 100^{\circ}58$$

Для остальных образцов, вследствие несовершенства структуры монтмориллонита, определены только значения "а" и "в" (у всех образцов $a = 5,16 \text{ к\AA}$, $b = 8,96-8,98 \text{ к\AA}$).



Фиг.19. Электронограмма глинистой фракции бентонитовой глины Саригихского месторождения.

Таким образом, сравнительная оценка результатов исследования микротекстур различных генетических типов бентонитовых глин методом реплик (в сочетании с методом суспензий) позволила установить следующее:

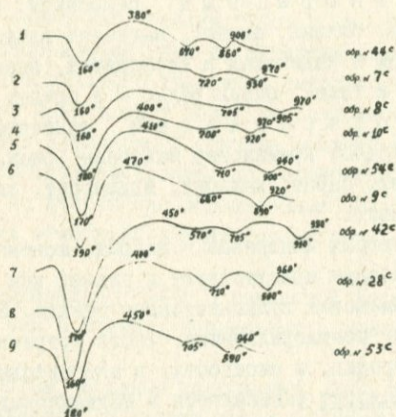
1. Идентичность микротекстур и (в большинстве случаев) морфологии частиц бентонитовых глин, образовавшихся за счет пеплов, и близость их к глинам, образовавшимся за счет лав.

2. Существенное отличие микротекстур этих глин от бентонитовых глин, образовавшихся за счет порфириров.

3. Образование бентонитовых глин происходит лишь за счет стекла: кристаллическая фаза либо остается почти не затронутой изменениями (плагноклазы), либо продукты ее изменения (оливина, пироксенов) не достигают стадии монтмориллонитизации.

ТЕРМИЧЕСКАЯ характеристика бентонитовых глин. Было исследовано более 40 образцов глин. Кривые нагревания большинства образцов типичны для монтмориллонитовых глин: на термограммах фиксируются три (на некоторых образцах – четыре) эндотермические и одна экзотермическая реакции (фиг.20).

Первая эндотермическая реакция, вызванная выделением гигроскопической воды, протекает весьма интенсивно и имеет максимумы в пределах $150-190^{\circ}\text{C}$.



Фиг.20. Термограммы бентонитовых глин Саригуйхского месторождения.

Второй эндозэффект (выделение воды типа "ОН") протекает значительно менее интенсивно и имеет максимумы в пределах $680-710^{\circ}\text{C}$.

Окончательное разрушение решетки минерала (третья эндотермическая реакция) происходит при максимумах $880-920^{\circ}\text{C}$. Экзоэффект, вызванный образованием высокотемпературных фаз, имеет максимум при $900-980^{\circ}\text{C}$.

На некоторых термограммах фиксируется еще одна эндотермиче-

ская реакция с максимумами при 510–580°C, вызванная, очевидно, выделением кристаллизационной воды в два этапа.

На кривых нагревания ряда образцов первый эндотермический пик выражен слабо и в целом термограммы более характерны для гидрослюдистых глин; однако детальными анализами было установлено, что примесей других глинистых минералов в них нет; очевидно, интенсивность первого эндоэффекта находится в прямой зависимости от полноты разложения исходного материала (вулканического стекла). Отметим еще, что максимумы эндоэффектов на указанных кривых смещаются в сравнительно более низкотемпературную часть.

Описанные выше минералы генетически подразделяются на вулканогенные, терригенные и гидротермальные.

К вулканогенным относятся: плагиоклазы, пироксены, тремолит, оливин, апатит, магнетит-ильменит. Встречаются главным образом в андезитах и порфиритах, значительно реже в измененных лавах и туфах, очень редко – в глинах.

К гидротермальным относятся: пирит, кварц, кристобалит, халцедон, кремнистые минералы (опал, кремнеземистая гель), цеолит, барит, кальцит, илдингсит, хлорит, селадонит и монтмориллонит.

Из перечисленных минералов – хлорит, монтмориллонит, цеолит, опал, кристобалит присутствуют в глинах как продукты гидротермального изменения вулканического стекла. Эти же минералы, за исключением монтмориллонита, часто встречаются и в других измененных породах, в частности, в андезитовых порфиритах.

Хлорит и селадонит развиваются в андезитовых и базальтовых порфиритах как по стеклу, так и по темноцветным минералам.

Илдингсит образует псевдоморфозы по оливину.

Пирит, барит, часть кальцита и цеолита являются наложенными минералами, самостоятельно выпавшими из растворов в сравнительно более позднюю стадию гидротермальной деятельности; во всяком случае, последние три относятся к минералам поздней генерации.

К терригенным относятся минералы (исключая монтмориллонит), обнаруженные в туфопесчаниках; из глинистых к ним относятся также смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда.

3. Характеристика химического состава бентонитовых глин и вмещающих пород

А. Породообразующие элементы

Результаты полного силикатного анализа глин и других типов пород, а также глинистой фракции сведены в прилагаемую табл. 3^{х/}.

В другой таблице приводятся средние содержания окислов в отдельных типах пород (в скобках указано количество анализов).

В свежих андезитовых порфиритах среднее содержание SiO_2 составляет 62,02%, а в базальтовых - 61,65%. В измененных разновидностях этих пород среднее содержание SiO_2 соответственно составляет 61,43% и 55,74%. В глинах среднее содержание SiO_2 составляет 59,76%. Нужно отметить, что эта цифра относится не только к глинам, образовавшимся за счет порфиритов, но и ко всем прочим типам глин. К сожалению, свежих туфов и лав непосредственно на территории месторождения нами не зафиксировано (они обнаружены за пределами центрального участка и детально описаны А. Мнацаканя (1968). Однако, имея в виду общую направленность процесса, сравнительная оценка химического состава различных типов пород и их измененных разновидностей приводится по порфиритам. Это дает хотя и приближенное, но достаточно определенное представление о характере химических изменений вулканогенных пород в процессе их бентонитизации.

Среднее содержание SiO_2 в глинистой фракции (54,64%) заметно меньше, чем в глинах, измененных и свежих порфиритах (табл. 4).

Таким образом, среднее содержание SiO_2 в общем случае постепенно уменьшается от свежих пород к измененным и далее от глин к глинистой фракции.

Из таблицы видно, что содержание Al_2O_3 во всех типах пород постоянное, а некоторое кажущееся увеличение его в измененных андезитах и в глинистой фракции объясняется, очевидно, выносом соответствующего количества SiO_2 и других окислов, т.е. абсолютное количество Al_2O_3 во всех типах пород остается почти постоянным.

^{х/} Анализы выполнены в ИГН АН Арм.ССР аналитиком Худавердян Н.Р.

Таблица 3

Результаты химических анализов бентонитовых глин
и вмещающих пород Саригухского месторождения

№ № п/п	№ № проб	наименование пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	TiO ₂
I	I	Глина	54,99	14,82	5,50	0,50	2,17	0,50
2	Ic	—"	62,45	13,18	5,67	0,57	0,98	0,52
3	5c	—"	57,05	17,06	5,29	0,71	1,68	0,69
4	7б	—"	63,67	11,67	7,35	0,43	1,42	0,62
5	7б	—"	57,65	14,67	5,25	0,28	3,59	0,70
6	7с	—"	65,09	12,14	6,42	0,29	1,77	0,62
7	7с	—"	55,18	14,67	5,25	0,43	2,01	0,55
8	10в	—"	54,18	16,02	4,75	0,29	1,62	0,75
9	10с	—"	55,03	15,35	5,00	0,36	1,77	0,80
10	12с	—"	59,51	16,19	3,93	1,16	0,85	0,62
11	13	—"	56,52	14,15	4,50	0,28	2,56	0,70
12	27с	—"	58,60	14,02	4,50	0,86	2,11	0,60
13	39с	—"	59,82	13,66	6,54	0,57	1,26	0,52
14	40с	—"	63,16	13,83	3,89	1,00	1,54	0,52
15	44с	—"	65,86	9,98	7,57	0,43	0,91	0,46
16	46с	—"	62,95	12,90	5,14	0,86	1,61	0,46
17	47с	—"	64,30	11,48	7,39	не обн.	1,41	0,33
18	2б	Изм.порфир.чер.	57,47	16,49	5,56	2,04	6,40	0,85
19	2с	—"	50,67	13,97	10,75	2,66	5,24	0,75
20	14с	—"	58,18	14,05	7,38	1,58	6,02	0,52
21	26с	—"	56,66	12,79	8,93	2,72	2,94	0,51
22	37с	—"	59,21	13,03	7,00	1,72	6,37	0,60
23	29с	—"	57,16	14,02	6,97	1,75	7,04	0,85
24	32с	—"	58,02	14,70	3,78	3,64	7,26	0,85
25	3а	Порфирит черный	58,04	14,73	3,57	4,02	7,63	0,69
26	11а	—"	65,27	13,77	3,86	2,01	2,38	0,49
27	6б	Изм.порфирит сер.	63,32	14,60	5,17	0,43	1,85	0,60
28	7а	—"	60,77	14,42	5,50	0,86	2,90	0,70
29	10б	—"	60,22	19,15	3,00	0,29	4,51	1,05
30	6а	Порфирит серый	64,00	13,76	6,20	0,29	1,85	0,62
31	10а	—"	60,05	15,12	6,50	1,94	4,84	0,90
32	10с	Глинистая фракция	54,60	15,45	5,53	0,42	2,02	сл.
33	27	—"	53,68	15,40	4,64	0,28	1,85	0,15

MgO	P ₂ O ₅	MnO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Влага	n.n.n.	Σ
3,84	-	0,11	0,31	1,80	0,80	9,43	14,90	99,63
1,88	не обн.	0,01	0,10	1,45	1,20	7,72	5,12	100,85
2,48	0,01	0,01	0,25	1,50	1,37	6,60	5,62	100,32
1,31	сл.	сл.	0,21	2,25	2,50	4,48	3,41	99,32
2,71	-	0,10	0,38	2,30	2,30	5,42	9,96	99,51
1,84	сл.	0,02	0,08	1,37	1,62	4,60	4,52	100,38
4,52	-	0,07	0,19	2,00	1,20	8,49	13,80	99,37
4,12	-	0,13	0,71	2,60	2,50	7,45	13,39	100,64
4,32	-	0,02	0,19	2,40	0,60	8,21	14,56	100,02
1,82	сл.	0,03	0,09	2,17	2,25	6,36	5,20	100,18
3,36	-	0,13	0,79	2,10	0,40	8,09	15,60	100,68
2,43	-	0,03	0,40	2,90	2,10	5,10	11,86	99,52
2,12	0,01	0,04	0,09	1,45	1,75	7,80	5,20	100,83
1,19	не обн.	0,03	0,09	1,70	1,70	6,72	5,32	100,63
1,76	0,02	0,02	сл.	1,12	1,12	6,50	5,04	100,79
1,24	не обн.	0,22	сл.	1,70	2,35	6,64	4,10	100,27
0,49	сл.	0,04	сл.	1,75	2,32	6,14	4,96	100,61
2,40	0,03	0,08	0,05	3,37	4,25	0,44	1,46	100,89
4,50	-	0,25	0,28	2,10	4,70	2,78	6,65	99,61
2,42	0,02	0,04	0,20	3,50	4,25	0,94	1,72	100,82
3,20	не обн.	0,04	сл.	2,12	5,50	1,66	3,78	100,78
2,59	не обн.	0,04	сл.	3,87	4,00	1,20	1,02	100,65
2,22	0,02	0,05	0,08	3,75	4,50	0,50	1,44	100,35
2,86	0,09	0,18	0,09	3,75	2,15	1,44	1,18	99,99
4,10	0,01	0,11	0,12	4,25	1,37	1,22	1,18	100,94
0,54	0,01	0,10	0,10	5,25	3,00	0,66	3,32	100,76
0,76	сл.	0,08	0,08	5,00	4,25	2,26	2,26	100,96
1,91	-	0,02	0,26	2,40	2,10	6,00	9,54	100,50
1,02	-	0,13	0,26	3,50	6,00	0,23	1,89	100,89
0,92	сл.	0,12	0,15	4,25	5,50	0,90	1,90	100,46
2,54	-	0,06	0,50	4,40	2,40	0,40	3,54	100,79
5,63	сл.	сл.	сл.	0,55	0,45	9,64	6,38	100,51
5,40	сл.	сл.	сл.	0,50	0,55	10,48	6,82	100,63

Таблица 4

Средние содержания компонентов в различных породах

Окислы	С о д е р ж а н и е в п р о ц е н т а х					
	Глина (17)	Изменен. базальт. порфирит (10)	Порфирит базальт. (12)	Изменен. андезит. порфирит (13)	Порфирит андезит. (12)	Глинистая фракция (2)
SiO_2	59,76	55,74	61,65	61,43	62,02	54,64
Al_2O_3	13,87	14,49	14,25	16,06	14,44	15,42
Fe_2O_3	5,53	7,38	3,71	4,56	6,30	5,08
FeO	0,53	2,05	3,01	0,53	1,11	0,35
CaO	1,72	5,53	5,00	3,09	3,33	1,93
MgO	2,44	3,17	2,32	1,23	1,73	5,51
Na_2O	1,91	2,92	4,75	3,63	4,32	0,52
K_2O	1,65	4,00	2,18	4,12	3,95	0,50
Влага	6,89	1,95	0,89	2,83	0,65	10,06
п.п.п.	6,60	4,16	2,25	4,56	2,72	8,38

Интересно соотношение Fe_2O_3 и FeO в различных типах пород. Во всех случаях Fe_2O_3 значительно больше FeO . Высоким содержанием Fe_2O_3 отличаются порфириды (особенно базальтовые), их измененные разности, глины и даже глинистая фракция; при этом распределение его во всех указанных типах пород почти равномерное (несколько большим содержанием отличаются андезитовые порфириды и измененные базальтовые порфириды - 6,3-7,3%). Иначе обстоит с FeO ; наибольшее его содержание отмечается в свежих породах - базальтовых и андезитовых порфиридах, несколько меньше - в измененных их разностях, еще меньше - в глинах и, наконец, наименьшее содержание приходится на глинистую фракцию. Так, в базальтовых порфиридах среднее содержание FeO составляет 3,01%, в измененных их разностях - 2,05%, в глинах - 0,53% и в глинистой фракции - 0,35%. Уменьшение FeO в такой же последовательности наблюдается и в андезитовых порфиридах (содержание FeO здесь почти на два порядка меньше).

Таким образом, содержание FeO постепенно уменьшается от свежих пород к глинам и глинистой фракции, тогда как количество Fe_2O_3 остается почти постоянным для всех типов пород. Надо

полагать, что Fe_2O_3 присутствует в породе в форме магнетита, который, как показали минералогические исследования, не подвергается изменению в результате воздействия на породу гидротермальных растворов. Двухвалентное же железо входит в состав силикатов, которые, в результате воздействия гидротерм, интенсивно изменяются: Fe вместе с другими элементами выносится из силикатной массы и осаждается в виде гидроокислов железа. Очевидно, именно этим объясняется почти полное отсутствие FeO в глинистой фракции. Среднее содержание CaO в базальтовых порфиритах составляет 5%, в измененных их разностях - 5,53%, в глинах - 1,72%, а в глинистой фракции - 1,93. В андезитовых порфиритах среднее содержание CaO составляет 3,09%, а в измененных их разностях - 3,33. Таким образом, в глинах, сравнительно с порфиритами, CaO значительно меньше. Среднее содержание MgO в базальтовых порфиритах составляет 2,32%, в андезитовых порфиритах - 1,73%, в измененных их разностях содержание MgO соответственно составляет 3,17% и 1,23%. В глинах количество MgO достигает 2,44, а в глинистой фракции - 5,51%. Столь значительное увеличение MgO в глинистой фракции возможно объясняется захватом иона магния глинистыми минералами (как это будет видно далее, в поглощенном комплексе Mg по значению занимает третье место, - после Ca и Na); возможно также, что процентное содержание MgO увеличивается лишь относительно, - за счет выноса из свежих пород других компонентов. Средние содержания Na_2O и K_2O уменьшаются от свежих пород к глинам и глинистой фракции. Так, среднее содержание Na_2O в базальтовых порфиритах составляет 4,75%, а K_2O - 2,18%, в андезитовых порфиритах средние содержания этих окислов соответственно равны - 4,32% и 3,95%. В глинах среднее содержание Na_2O составляет 1,91%, а K_2O - 1,65%, в глинистой же фракции среднее содержание Na_2O составляет лишь 0,52%, а K_2O - 0,50%. Относительно большое количество Na_2O в глинах и глинистой фракции объясняется последующим поглощением из растворов иона натрия монтмориллонитом: в поглощенном комплексе среди обменных катионов Na является наиболее важным.

В отличие от других компонентов, средние содержания H_2O^+ и H_2O^- (условно п.п.п.) резко возрастают от свежих пород к глинам и глинистой фракции. Так, в измененных андезитовых и базальтовых

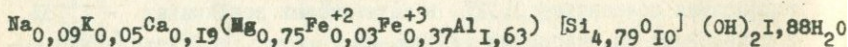
порфиритах средние содержания H_2O^+ соответственно составляют - 2,83% и 1,95%, а H_2O^- - 4,56 и 4,16%; в глинах же средние содержания H_2O^+ и H_2O^- соответственно составляют - 6,89% и 6,60%, а в глинистой фракции - 10,06% и 8,38%.

Таким образом, химическое преобразование вулканогенных пород в процессе их бентонитизации по существу выражалось в выносе силикатного кремня, двухвалентного железа, щелочно-земельных и щелочных элементов и в приносе воды.

Как будет показано далее (см. раздел о генезисе глин), этот вывод подтверждается данными расчета по объемному методу приноса - выноса элементов в процессе метасоматического изменения вулканогенных пород в бентонитовые глины.

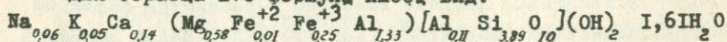
Ниже приводятся кристаллохимические формулы двух образцов, рассчитанные на основании химических анализов глинистой фракции.

Для образца 10с формула имеет вид:



Избыток кремния в тетраэдрических слоях объясняется наличием в породе свободного кремнезема.

Для образца 27с формула имеет вид:



В предыдущих главах было отмечено, что в бентонитовых глинах и особенно в жеодах агата наблюдаются скопления минералов из группы цеолита. Самостоятельные концентрации цеолита встречаются лишь в жеодах агата. Ниже приводится результат химического анализа этого минерала, отобранного для этой цели под бинокуляром.

Химический состав цеолита из бентонитовых глин Саригухского месторождения:

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	TiO_2	MgO	MnO	SO_3	Na_2O	K_2O	Вл.	ППП
62,73	15,95	5,25	0,21	2,15	0,70	4,0	0,12	0,36	4,62	2,44	7,19	3,5

В заключение приводится химический анализ (аналитик Кюргян Э.А.) воды, обнаруженной в жеоде агата из Саригухского месторождения (табл.5). Предполагалось, что это законсервированный реликт гидротермальных растворов, однако, как это видно из таблицы, она оказалась обычной грунтовой водой, просочившейся в жеоду по микротрещинам.

Ионы	мг/л	мг/экв.
Na	101,43	4,41
Ca	68,60	3,42
Mg	не обн.	-
Cl	26,80	0,75
SO ₄	148,10	3,08
HCO ₃	244,00	4,00
H ₂ SiO ₃	20,28	-
SiO ₂	15,60	-

Б. Малые элементы

В главе "Методика исследований" приводится описание принятого метода вариационной статистики, по которому рассчитаны средние содержания микроэлементов в отдельных типах пород; здесь для примера приводятся лишь расчеты среднего содержания меди в бентонитовых глинах.

Содержание меди в 40 образцах глин колеблется в пределах от 0,001 до 0,01 процента. Разделив 40 проб на три класса (по содержанию в них меди), определим классовый промежуток из отношения $\frac{0,01-0,001}{3} = 0,003$. В первый класс войдут пробы с содержанием меди от 0,001 до 0,004, во второй - от 0,004 до 0,007 и в третий - от 0,007 до 0,01. Далее строится вариационный ряд, разбитый на классы, с соответствующим классовым промежутком.

Получим:

(v)	0,0025	0,0055	0,0085
(P)	20	15	5

v - среднее содержание меди по классам или средние значения вариант

P - количество проб в данном классе или частота классов

Средняя величина (m) вариант вычисляется по формуле $m = \frac{\sum(vP)}{n}$ где $\sum(vP)$ - сумма произведений частот (P) на отвечающие им значения (v) классов, n - количество всех вариант.

Таблица 5а

Распределение некоторых элементов в бентонитовых глинах
Саригухского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы коле- баний в %%	Среднеарифметическое (м) в %%	Модальное (мо) в %%	Кларки в осадоч- ных глинах
Cr	40	0,001-0,003	0,0014	0,001	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	40	0,3-1	0,73	0,71	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	40	0,0003-0,01	0,0005	0,0005	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	40	0,03-0,3	0,037	0,025	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	40	0,001-0,01	0,003	0,0028	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Li	40	0,001-0,01	0,005	0,0047	$6 \cdot 10^{-3}$
Sr	40	0,003-0,1	0,029	0,023	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	40	0,003-0,1	0,025	0,023	$8 \cdot 10^{-2}$
B	40	0,001-0,03	0,007	0,0065	$1 \cdot 10^{-2}$

Таблица 6

Распределение некоторых элементов в измененных порфиритах
Саригухское месторождение

Элементы	Количество анализов	Пределы коле- баний в %%	Среднеарифметическое (М) в %%	Модальное (Мо) в %%	Кларки в эффузивах средн.состава
Cr	16	0,003-0,03	0,017	0,015	$5 \cdot 10^{-3}$
Ti	16	0,3-1	0,47	0,45	$8 \cdot 10^{-1}$
Ni	16	0,003-0,03	0,015	0,015	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	16	0,03-0,1	0,021	0,019	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Cu	16	0,001-0,03	0,014	0,012	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Li	16	0,001-0,01	0,002	0,002	$2 \cdot 10^{-3}$
Sr	16	0,02-0,1	0,03	0,03	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	16	0,01-0,1	0,04	0,037	$6,5 \cdot 10^{-2}$
B	16	0,001-0,01	0,011	0,01	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Таблица 7

Распределение некоторых элементов в свежих порфиритах
Саригяхское месторождение

Элементы	Количество анализов	Пределы колеба- ний в %%	Среднеарифметиче- ское (М) в %%	Модальное (Мо) в %%	Кларки в эффузивах среднего состава
Cr	12	0,001-0,03	0,008	0,0073	$5 \cdot 10^{-3}$
Ti	12	0,3-1	0,49	0,41	$8 \cdot 10^{-1}$
Ni	12	0,001-0,02	0,001	0,001	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	12	0,01-0,1	0,09	0,081	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Cu	12	0,001-0,03	0,007	0,006	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Li	12	0,001-0,006	0,003	0,0021	$2 \cdot 10^{-3}$
Sr	12	0,01-0,03	0,027	0,022	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	12	0,01-0,1	0,05	0,05	$6,5 \cdot 10^{-2}$
B	12	0,001-0,01	0,007	0,0064	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Для сравнения этих величин приводятся таблицы 5, 6, 7, в которых, кроме того, указаны пределы колебаний содержаний элементов, а также их кларки в родственных породах. Из указанных таблиц видно, что в свежих порфиритах содержания Cr , Ti , Ni , Mn , Cu , Zn , Ba , B и других элементов весьма близки к кларкам эффузивных пород среднего состава. Содержания этих же элементов в измененных породах и бентонитовых глинах (за исключением Ti) почти такие же, как в свежих порфиритах; с другой стороны, в бентонитах содержание их несколько ниже, чем в глинах осадочного происхождения.

Таким образом, процесс бентонитизации не сопровождался приносом каких-либо микроэлементов, наоборот, в бентонитах наблюдается некоторое обеднение ими сравнительно с осадочными глинами.

Это, как нам кажется, позволяет судить о природе гидротерм, которые, очевидно, представляли собой не обычные рудоносные гидротермальные растворы, а скорее были похожи на термальные воды, распространенные в областях современного вулканизма, массовое проявление которых часто знаменует завершение крупных циклов эффузивного вулканизма.

В. Состав обменных катионов и общая емкость поглощения

Известно, что глинистые породы вообще, а монтмориллонитовые — в особенности, в адсорбированном состоянии содержат в определенном количестве некоторые катионы, способные обмениваться на другие катионы. Общая обменная емкость катионов у монтмориллонитов колеблется в пределах 75–150 мг/экв. на 100 г породы (при $pH = 7$). В поглощенном комплексе основными являются следующие катионы: Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+} , K^{+} , H^{+} и значительно реже (в почвах) — NH_4^{+} .

Относительные количества тех или иных катионов в общей обменной емкости могут варьировать в значительных пределах — в зависимости от условий образования породы и продолжительности соприкосновения породы со средой.

Изучение состава поглощенного комплекса и характера ионного обмена и обменных реакций имеет научное и большое практическое значение. Общая обменная емкость, ее состав и соотношение раз-

личных обмениваемых катионов могут служить одним из важных признаков при выяснении условий образования глин и минерального их состава.

Практическое значение изучения обменных катионов определяется тем, что многие свойства глин непосредственно зависят от состава и характера поглощенного комплекса (пластичность, набухаемость, гидрофильность и пр.).

Емкость катионного обмена обуславливается различными причинами. При нарушении краев алюмо-кремневых структур происходит увеличение некомпенсированных отрицательных зарядов, которые уравниваются адсорбированными катионами. Кроме того, в тетраэдрических слоях атомы четырехвалентного кремния замещаются алюминием, а в октаэдрических сетках атомы алюминия — магнием или другими атомами низкой валентности. Это явление приводит к избытку отрицательных зарядов в структурах глинистых минералов, также уравниваемых адсорбированными катионами. Считается, например, что у монтмориллонитов около 80% общей обменной емкости возникает именно по этой причине.

Обменными катионами могут замещаться также атомы водорода гидроксильных групп кристаллической решетки минерала. По составу обменных катионов саригухские бентонитовые глины относятся к сравнительно редко встречающемуся типу — *Na* — монтмориллониту, поскольку подвижный ион натрия в обменной емкости этих глин составляет 55–60%. Именно этим и обуславливаются высокие коллоидально-тиксатропные, набухающие и связующие способности саригухских бентонитовых глин.

Для наших исследований важно выяснить, какие критерии может дать изучение состава обменных катионов саригухских бентонитовых глин для суждения об условиях их образования.

Из прилагаемой табл. 8 видно, что основными обменными катионами в исследуемых глинах являются *Na*, *K*, *Ca*, *Mg*.

Из указанных наиболее важным является *Na* (40–60 мэкв), затем *Ca* (7–23 мэкв), *Mg* (2–24 мэкв) и *K* (1–3 мэкв).

Соотношение различных катионов в поглощенном комплексе зависит главным образом от двух факторов — концентрации данного катиона в растворе и индивидуальных свойств самих катионов (валентность, атомный вес, ионный радиус и др.). В общем случае катионы по их замещимости располагаются в следующий ряд: $Na < K < Ca < Mg < NH_4$, где каждый катион легче замещает все предыдущие.

Таблица 8

Состав обменных катионов в саригюхских бентонитовых глинах (в мг/экв. на 100 г. породы)

Место взятия и номер пробы	Ca	Mg	Na	K	Общая обмен. емк.	Примечание	
Скв. I проба I	22,32	9,30	56,53	2,40	90,55	По данным лаборатории НИИ ЛИТМАШ	
—"— проба I6	13,00	7,46	58,14	1,74	80,34		
Скв. 6 проба 69	13,02	9,30	53,30	3,92	79,54		
—"— проба 87	9,30	1,86	54,91	3,92	69,99		
Скв. 8 проба I03	14,88	11,12	42,00	2,18	70,18		
—"— проба II0	12,08	8,10	51,69	3,48	75,35		
Скв. I0 проба I4I	3,72	24,18	35,53	2,18	65,61		
Скв. I3 проба I8I	14,88	10,12	57,75	1,74	84,49		
—"— проба I98	7,74	2,72	51,69	1,30	63,51		
Скв. 2I проба 2II	18,6	9,3	42,00	2,40	72,30		
		Ca	Mg	Na+K			
Верхн. горизонт, проба I		20,12	8,70	59,23	88,05		По данным Г.С. Асратя- на
—"— проба 2		18,72	10,21	58,90	87,83		
—"— проба 3		19,04	10,70	59,41	89,15		
Средн. горизонт, проба I		16,76	9,34	51,96	78,06		
—"— проба 2		17,28	7,92	53,02	78,22		
—"— проба 3		18,06	8,63	52,46	79,15		
Нижний горизонт, проба I		12,65	5,14	55,82	73,61		
—"— проба 2		13,14	4,85	57,22	75,21		
—"— проба 3		10,68	4,91	56,84	72,43		

Тот факт, что в саригюхских бентонитовых глинах основными обменными катионами являются Na и Ca , несомненно, указывает на значительные концентрации этих катионов в растворах, поскольку соотношение указанных выше катионов позволяет заключить, что все прочие факторы играли второстепенную роль при формировании поглощенного комплекса. Иначе говоря, гидротермальные растворы содержали значительное количество Na и Ca , отчасти Mg и K , последний, однако, не захватывался монтмориллонитом, а в областях разгрузки гидротерм выпадал в виде цеолита. Растворы, по всей

вероятности, характеризовались слабокислой или близкой к нейтральной - вплоть до слабощелочной реакцией ($pH \sim 6,5-8$), отсутствием галлоидных кислот и наличием умеренного количества углекислоты. Об этом свидетельствует, между прочим, постоянство Al^{+3} в свежих и измененных породах: он был совершенно неподвижен и не выносился за пределы поля гидротермальной деятельности.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ноемберянское месторождение бентонитовых глин расположено на южном склоне горы Какиль, в 10 км к северу от с.Калача Ноемберянского района. Рельеф района горный, но горы невысокие, абсолютные отметки вершин не превышают 1000 м. Основной водной артерией района является р.Дебед; климат - сухой, жаркий.

В геологическом отношении Ноемберянское месторождение подчинено комплексу вулканогенно-осадочных образований верхнего сена, который характеризуется чередованием мергелистых известняков, туфов и туфопесчаников. Среди туфов выделяются витрофировые, фельзитовые, витрокластические и др.разности. Этой толще подчинены известные своей декоративностью фельзитовые туфы,распространенные у сс.Калача, Керплу и Ноемберян.

Бентонитовые глины образовались за счет туфов, постепенные изменения которых наблюдаются в направлении от южного склона хребта Бабаляр до горы Какиль.

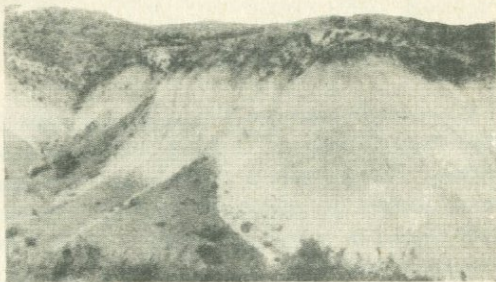
По данным геологоразведочной партии Управления геологии СМ Арм.ССР, разрез собственно Ноемберянского месторождения представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. В основании разреза залегают мелкозернистые мергелистые известняки, обнажающиеся в юго-западной части месторождения. Известняки слоистые, местами массивные, светло-серого цвета. Простираение пород северо-западное, падение на северо-восток, под углом 10-15°. Мощность пачки 15-20 м.

2. Бентонитовые глины с прослоем мелкозернистых мергелистых известняков, занимают большую часть месторождения (фиг.2I). Этот пласт представлен плотной глиной с раковистым изломом, цвет глины серый, беловато-серый. Мощность пласта достигает 12,0 м.

3. В центральной, северо-восточной и северо-западной частях месторождения обнажаются мергелистые известняки, массивные, серые с розовым оттенком. Простираение их северо-западное с падением на СВ под углом 10-15°; общая мощность колеблется от 8 до 12м.

4. Выше по разрезу залегают бентонитовые глины песчанистые,



Фиг.21. Ноемберянское месторождение. Обнажение бентонитовых глин на центральном участке.

обнажающиеся в северной части месторождения. Эти глины по сравнению с глинами нижележащего (основного) пласта более грубозернистые, имеют зеленовато-желтый цвет. Мощность пластообразной залежи бентонитовых глин колеблется в пределах от 6 до 15 м, причем верхняя ее часть представлена более жирной бентонитовой глиной мощностью 4-8 м. Залегают глины согласно с подстилающими известняками.

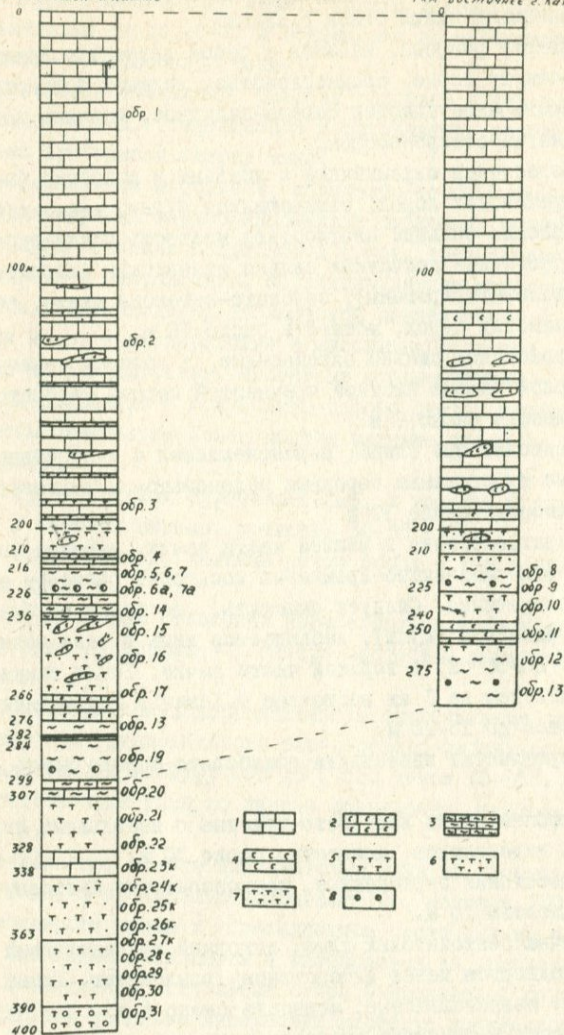
5. На описанных бентонитовых глинах в той же северной части месторождения согласно залегает пачка мергелистых известняков мощностью до 8 м. Порода светло-серая до белой. Пласты мергелистого известняка чередуются с пропластками бентонитовой глины светло-зеленого цвета; мощность отдельных прослоек глины находится в пределах 0,1-0,4 м, а суммарная их мощность достигает 1,5 м.

6. Разрез завершается аллювиальными и делювиальными образованиями, имеющими на месторождении в общем ограниченное распространение и небольшую мощность; лишь местами мощность их достигает своего максимального значения - 10 м.

При проведении полевых работ нами составлялись послойные разрезы мощной толщи пород, слагающих район Ноемберянского месторождения (фиг.22).

Южный склон г. Кавказа

1 км восточнее г. Кавказа



Фиг. 22. Разрез верхнемеловых отложений района Ноемберянского месторождения бентонитовых глин.
 1 - известняк; 2 - известняк кремнистый;
 3 - известняк мергелистый; 4 - кремнистая порода; 5 - туф; 6 - туфогенный песчаник; 7 - туфоконгломерат; 8 - железисто-кремнистая конкреция.

Ниже приводится краткое описание разреза пород (сверху вниз), слагающих южный склон г.Какиль:

1. Вверху разреза, начиная с самой вершины г.Какиль, залегают известняки серые, среднеслоистые, видимой мощностью около 100 м. Простираение пластов северо-западное, падение под небольшими углами на северо-восток.

2. Известняки окремненные с линзами и пластами (мощностью до 1 м) кремнистых пород, отличающихся бурым, темно-коричневым цветом и весьма большой плотностью; мощность пачки около 100 м.

3. Туфогенные песчаники сильно измененные (хлоритизированы и монтмориллонитизированы), серовато-зеленого цвета, встречаются линзы кремнистых пород; мощность около 10 м.

4. Известняки сильно окремненные, в которых заключен двухметровый слой весьма плотной кремнистой породы серовато-бурого цвета. Мощность около 6 м.

5. Бентонитовые глины, перемежающиеся с интенсивно бентонизированными туфогенными породами зеленовато- и желтовато-серого цвета, мощностью около 10 м.

В глинах, особенно в нижней части пачки, имеется значительное количество железисто-кремневых конкреций размером от 5 до 20 см в поперечнике. Следует отметить, что типичная бентонитовая глина – жирная (на ощупь), наблюдается лишь в виде незначительного слоя (20–30 см) в верхней части пачки. Точно такая же пачка пород обнажается на 1 км восточнее г.Какиль, где мощность ее увеличивается до 15–20 м.

6. Мергелистые известняки голубовато-серого цвета, мощностью 10 м.

7. Туфопесчаники желтовато-зеленые с небольшими линзами кремнистых известняков, мощностью около 30 м.

8. Известняки окремненные, мелкозернистые желтовато-серого цвета, мощностью 10 м.

9. Пачка бентонитовых глин; исходный вулканогенный материал здесь подвергся менее интенсивному разложению. Глины желтовато-серые, известковистые; мощность около 6 м.

10. Пласт интенсивно ожелезненного кремнистого известняка, мощностью около 2 м.

11. Бентонитовые глины мощностью около 15 м.

12. Мергелистые известняки, голубовато-серые с прослоями туфогенных песчаников; мощность – 8 м.

13. Туфы зеленоватого цвета, сильно измененные; пачка этих туфов мощностью около 20–25 м обнажается за пределами месторождения (к югу от колхозной фермы).

В основании описанного разреза залегает толща вулканогенно-осадочных пород, обнажающаяся у сел. Калача; описание пород этой толщи приводится сверху вниз:

14. Известняки массивные, желтовато-серые, очень плотные, переходящие местами в рассланцованные разности, мощность – 10 м.

15. Туфопесчаники с прослоями туфов; туфопесчаники тонко рассланцованы в направлении, перпендикулярном напластованию. По плоскостям рассланцевания наблюдается ожелезнение. В нижней части пачки известняки переходят в массивные разности, причем здесь они хлоритизированы. Массивные туфопесчаники – светло-серые, рассланцованные – голубовато-серого цвета. Мощность пачки 25 м. Здесь отмечается более крутое падение слоев ($< 50^\circ$) на северо-восток.

16. Туфопесчаники буровато-серые, в различной степени окремненные и известковистые; мощность 30–35 м.

17. Самая нижняя, видимая пачка пород – туфоконгломераты мощностью до 15 м.

В тектоническом отношении Ноемберянское месторождение бентонитовых глин расположено в северо-восточном крыле Айрумской антиклинали.

Бентонитовые глины морфологически представляют пластообразное тело субмеридионального север-северо-западного простирания, с падением по азимуту ССВ 15° , под углом 10 – 15° . Мощность пласта бентонитовых глин, по данным разведочных шурфов, составляет 12,0 м.

Протяженность пласта бентонитовых глин по простиранию превышает 1,0 км, а по падению достигает 100, местами 150 м.

Бентонитовая глина в свежедобытом состоянии на ощупь жирная, при высыхании трескается и рассыпается на угловатые обломки. Если поместить в воду кубик сухой бентонитовой глины, то можно наблюдать довольно интересную картину: начинается расщепление вдоль ребер, каждая грань куба, набухая, постепенно отделяется от центра, образуя при этом крестообразную фигуру. Затем, по достижении определенного предела, сила тяжести преодолевает силу сцепления и отделившиеся грани куба обрушиваются. Рассло-

ние распространяется к центру и постепенно вся масса глины распадается в порошок.

Бентонитовые глины Ноемберянского месторождения, а также и вмещающие их породы детально исследованы комплексом методов (оптический, термический, электронномикроскопический, рентгено-структурный).

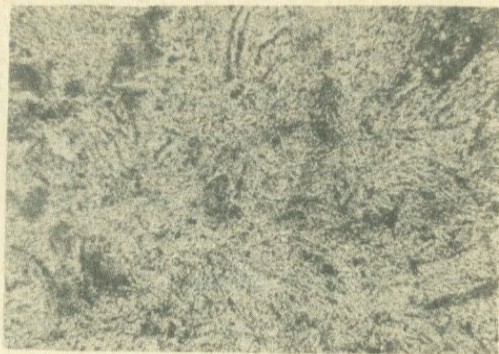
ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БЕНТОНИТОВЫХ
ГЛИН И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В районе Ноемберянского месторождения распространены следующие основные типы пород: пемзовые туфы липаритового состава в различной степени измененные, образовавшиеся за счет этих пород бентонитовые глины, туфопесчаники, кремнистые породы и известняки.

I. Вмещающие породы

Пемзовые туфы липаритового состава (фиг.23). Обычно в различной степени изменены и подвергнуты спеканию. Структура породы этакситовая, кристалло-витрокластическая, лито-витрокластическая и др.; связующая масса - криптофельзитовая, пепловая. Кластическая часть породы (составляет ~ 10% поверхности шлифа) представлена обломками пемзы, ожелезненными порфиритами, слабо измененными андезитами с гиалопелитовой основной массой и фенокристаллами минералов; обломки фенокристаллов (размером 0,2-1,2 мм) представлены плагиоклазом (как правило, сохранившим двойниковое строение), кварцем, реже изогнутыми, деформированными чешуйками биотита, магнетитом и апатитом, сохранившим нередко призматический облик. Текстура туфов часто псевдофлюидальная, петельчатая - в зависимости от морфологии стекол; последние имеют весьма причудливую форму: встречаются в виде трубочек, иголочек, капелек, изогнутых пластинок и др.

В некоторых разновидностях обломки пород и фенокристаллов редки и представлены обычно порфиритами, имеющими тонкозернистую основную массу с гиалопелитовой или фельзитовой структурой, плагиоклазом и кварцем. Форма обломков полуугловатая, от связующей массы они отделяются тонкой каемкой монтмориллонита. Обломки пемзы в этих разновидностях не деформированы, расположены беспорядочно, линия раздела их со связующей массой неясная, но все же обозначается развитием очень тонких чешуек монтмориллонита. Для всех обломков характерны трубчатые, реже округлые поры. В породе наи-



Фиг.23. Слабо бентонитизированный пемзовый туф
липаритового состава.

более интенсивно монтмориллонит развивается именно по пемзовым обломкам, вдоль трубчатых пор. В туфах нередко встречаются срезы остатков фораминифер. Связующая масса туфа имеет четко выраженную пепловую структуру и состоит из спекшихся рогульчатых, серповидных, причудливо изогнутых черепков стекла, в промежутках между которыми находится изотропная или слабо раскристаллизованная стекловатая масса. На некоторых участках шлифа видны нераздробленные, округлые пузырьки стекла. В связующей массе спекание пепла происходит без деформации отдельных частиц. Некоторые крупные осколки стекла слабо раскристаллизованы: образуются удлиненные сrostки минерала, неподдающиеся диагностике. Все детали структуры описываемой разновидности туфа подчеркиваются тонкоагрегатными каемками монтмориллонита, развивающегося вокруг пепловых осколков. Встречаются, кроме того, редкие, неясно оконтуренные, линзовидные обломки, нацело замещенные монтмориллонитом. Итак, процесс монтмориллонитизации в этих туфах выражается в развитии тонких чешуек монтмориллонита вдоль контактов пепловых частиц, крупных обломков пемзы и фенокристаллов со связующей массой. Отмечены аналоги этой разновидности, в которых пепловые частицы подвергнуты большому спеканию, вследствие чего на отдельных участ-

ках породы приобретает эвтакситовую, сланцеватую структуру. Другой особенностью таких туфов является то, что процесс монтмориллонитизации в них протекает более интенсивно и захватывает стекловатую связующую массу почти нацело; деформированные обломки пемзы также интенсивно монтмориллонитизированы.

В других разновидностях отмечается значительное количество обломков пород, представленных главным образом слабо измененными андезитами с гиалопилитовой основной массой или весьма интенсивно ожелезненными порфиритами. Обломки фенокристаллов, имеющих сравнительно большие размеры (до 1,2 мм), обычно представлены плагиоклазом (сохранившим двойниковое строение), кварцем и деформированными чешуйками биотита; все они свежие, прозрачные. Крупные фенокристаллы, как правило, раздроблены. Обломки пемзы (размером 0,5–1,8 мм) сравнительно редки и представлены угловатыми, неправильными формами с трубчатыми или округлыми порами. Связующая масса имеет неоднородную структуру и состоит из участков, на которых видно интенсивное спекание пепловых частиц в псевдофлюидальные полосы, и участков, сохранивших типичную пепловую структуру с недоформированными черенками стекла. В породе довольно много нераздробленных пузырьков стекла, нередко раскристаллизованных в слабо двупреломляющий волокнистый агрегат (хлорит). Пепловые частицы в связующей массе скреплены зеленовато-бурым стекловатым материалом. Процесс монтмориллонитизации проявлен слабо и выражается в развитии тонких каемок монтмориллонита вдоль контактов различных составляющих породы.

Следующая разновидность туфа состоит из обломков сильно измененных порфиритов, пемзы, кварца, плагиоклаза, магнетита, чешуек биотита и пепловой связующей массы. Обломки пемзы удлиненные, деформированные, вытянутые вдоль сланцеватости породы. Первичная пористость пемзы вследствие монтмориллонитизации обнаруживается слабо.

Очень характерным для облика породы является параллельное расположение спекшихся и сильно искривленных пепловых частиц; сланцеватость подчеркивается также ориентировкой изогнутых чешуек биотита, обломков пемзы и огибанием обломков фенокристаллов связующей массой. Но, несмотря на сильное спекание осколков стекла и появление прерывистых линий псевдофлюидальности, обломочная структура породы не искажена и отчетливо видно, что в

промежутках между пепловыми частицами находится стекловатая масса.

Наиболее интенсивно монтмориллонит развивается по пемзовым обломкам и по контактам пепловых осколков со стекловатой массой. Лишь на некоторых участках сама стекловатая масса подвергнута монтмориллонитизации.

Обломочная часть еще одной разновидности туфа представлена лишь частицами пемзы и фенокристаллами кварца, двойниками плагиоклаза и редкими изогнутыми чешуйками биотита. Нередко обломки кварца и плагиоклаза раздроблены, растасканы цементом. Обломки пемзы деформированы, сдавлены, имеют характерные удлиненные трубчатые поры; контуры их нечеткие, окончания — неровные, что (вместе с наблюдаемым огибанием пемзой крупных обломков фенокристаллов) может указывать на то, что деформация описываемых обломков пемзы происходила в более или менее пластичном состоянии.

Эвтакситовая, сланцеватая структура породы, обусловленная субпараллельным расположением обломков пемзы, подчеркивается развитием удлиненно-чешуйчатых агрегатов монтмориллонита. Последний развивается спорадически по обломкам пемзы, в частности, вдоль трубчатых пор, а также по трещинкам в породе, ориентированным преимущественно вдоль сланцеватости.

Связующая масса туфа — стекловатый, криптофельзитовый агрегат; детали его структуры затусованы раскристаллизацией, неравномерной (в виде пятен) карбонатизацией и ожелезнением.

Встречаются разновидности туфов, в которых осколки стекла подвергнуты полному спеканию. Обломки пород в них представлены порфиритами с гялопилитовой основной массой; обломки фенокристаллов (размером 0,5–1,3 мм) представлены кварцем, плагиоклазом, магнетитом, апатитом и деформированными чешуйками биотита. Фенокристаллы (кварца и плагиоклаза) часто раздроблены и растасканы пластичной связующей массой. В последней (в отличие от описанных выше разновидностей) пепловая структура выражена слабо (заметна лишь на отдельных участках) вследствие спекания и сильного сдавливания осколков стекла. Ориентировка фенокристаллов и обломков пемзы подчинена линиям псевдофлюидальности, что указывает на спекание и деформацию пепловых частиц еще в пластичном состоянии. Отчетливо видна прерывистость возникших линий псевдофлюидальности, что очень характерно для спекшихся туфов вообще.

Процесс монтмориллонитизации в породе протекает интенсивно;

монтмориллонит развивается за счет стекловатого базиса связующей массы и пемзовых обломков; имеет зеленовато-бурый цвет, сравнительно высокое двупреломление; представлен хорошо развитыми крупночешуйчатыми или волокнистыми агрегатами, удлинение которых параллельно сланцеватости.

Встречаются также разновидности туфа, в которых стекла практически не подвергнуты спеканию. Обычно порода состоит из редких и мелких (0,1–0,5 мм) обломков фенокристаллов кварца, плагиоклаза, биотита и связующей массы. Последняя содержит чрезвычайно тонкие мелкие пепловые частицы стекла, лишенные сколько-нибудь заметных следов спекания и скрепленные изотропным стекловатым материалом. В них нередко встречаются характерные срезы остатков микрофауны (главным образом фораминифер).

Тончайшие чешуйки монтмориллонита развиваются и образуют каемки вокруг пепловых частиц.

В заключение отметим, что все описанные разновидности туфов липаритового состава следует относить к стекловатым спекшимся туфам пеплового потока, за исключением последней разновидности, которая не обнаруживает спекания и может быть названа стекловатым туфом пеплового потока.

Т у ф о г е н н ы е п е с ч а н и к и распространены главным образом южнее месторождения. Основная масса представлена плагиоклазами (80–85%) преимущественно среднего состава, вулканическим стеклом (обычно обнаруживающим точечную поляризацию), редкими зернами кварца (до 5%) и пироксенов. Очень редко встречаются также магнетит, апатит и хорошо сохранившиеся гексагональные чешуйки биотита (или их фрагменты). Весьма характерным является наличие раковин микрофауны, выполненных кремнисто-карбонатным веществом и гидроокислами железа.

Плагиоклазы очень свежие, часто оплавлены, форма зерен угловатая, полуугловатая – признаки, характерные для пирокластического материала.

Цементирующим веществом является пепловый материал, как правило, довольно интенсивно хлоритизированный; в составе цемента присутствует также незначительное количество карбонатного вещества. Тип цементации контактовый, поровый. Соотношение основной массы к цементу колеблется в довольно широких пределах, но, как правило, цемент преобладает.

Кремнистая порода. Микрозернистая, почти нацело состоит из мелких округлых зерен кристаллического кремнистого минерала, по-видимому, халцедона. Часть кремнистого вещества имеет аморфное строение. Наблюдаются редкие скопления и примазки гидроокислов железа. Порода содержит большое количество остатков микрофауны; формы исключительно карбонатные (фораминиферы и др.), однако раковины почти нацело замещены кремнистым веществом.

Описываемые кремнистые породы залегают (в виде линз и пропластков мощностью от 0,5 до 1,5 м) непосредственно над бентонитами, — в основании мощной толщи микрозернистых известняков — криптокристаллических с органогенным детритом. Раковины микрофауны в них хорошо сохранились, — это те же формы, которые встречаются и в кремнистых породах, однако, в отличие от последних, они не подверглись интенсивному окремнению. Вместе с тем, незначительное замещение известняков (залегающих непосредственно над кремнистыми породами, т.е. на самых нижних горизонтах толщи) кремнистым веществом четко фиксируется в шлифах: ясно видно "растаскивание" отдельных, почти всегда обособленных, участков известняка. В сумме эти участки в плоскости шлифа составляют не более 20% породы.

Таким образом, характер замещения известняков (постепенно затухающий вверх по разрезу и ограниченный определенным его интервалом) кремнем, а также стратиграфическое взаимоотношение этих пород между собой и с бентонитовыми глинами указывают на то, что процессы замещения имели место в стадию позднего диагенеза — раннего эпигенеза.

2. Бентонитовые глины

Существует непрерывный ряд от свежих пемзовых туфов до бентонитовых глин. Это позволяет не только наметить основные стадии процесса монтмориллонитизации пемзовых туфов, но и уверенно распознавать их реликты (структуры, текстуры, минералы) в бентонитовых глинах. Типичные бентонитовые глины отличаются от измененных туфов лишь полнотой разложения вулканического стекла; все структурно-текстурные их особенности и минеральный состав фиксируются как реликты и в бентонитовых глинах. Лишь в редких случаях бентонитовые глины утрачивают реликтовые признаки. Поэтому

здесь приводятся лишь основные особенности строения и состава бентонитовых глин.

✓ В бентонитовых глинах установлены следующие основные реликтовые структуры: кристалло-витрокластическая, витро-кристаллокластическая, лито-витро-кристаллокластическая, кристаллокластическая; основные текстуры: флюидальная, петельчатая, пятнистая, ячеистая.

✓ В глинах отмечены: обломки пород (интенсивно измененные, ожелезненные порфириды и слабо измененные андезиты с гиалопелитовой структурой), плагиоклазы (слабо измененные, сохранившие двойниковое строение), кварц, биотит (чешуйки которого часто деформированы), пироксены (редко хлоритизированные), реже — циркон, апатит, магнетит, хлорит. Кроме того, весьма характерно наличие в глинистой массе примазок, налетов и различных скоплений гидроокислов железа. Очень часто встречаются раковины микрофауны, известковое вещество которых замещено кремнистым минералом или гидроокислами железа (в этом случае они представляют собой продукт окисления и гидратации пирита). Иногда отдельные участки вулканического стекла подвергнуты хлоритизации. Нужно отметить, что распределение обломков пород и фенокристаллов в разрезе весьма неравномерное, что вообще характерно для пирокластических толщ; обломочная часть породы колеблется в пределах 2–12%.

Процесс монтмориллонитизации породы протекает избирательно — в зависимости от интенсивности процесса монтмориллонит развивается по разнородным компонентам породы (фиг.24). В этом смысле можно наметить несколько стадий образования монтмориллонита, отражающих интенсивность процесса бентонитизации.

✓ 1. Монтмориллонит развивается лишь по обломкам пемзы, в частности, вдоль трубчатых пор.

✓ 2. Монтмориллонит развивается и по трещинкам в породе, ориентированным обычно вдоль сланцеватости.

В обоих случаях монтмориллонит в виде тончайших чешуек образует каемочки вокруг пемзовых частиц и вдоль трещинок.

✓ 3. Монтмориллонитизации подвергаются лепловые осколки со стекловатой массой. На некоторых участках монтмориллонитом замещается сама стекловатая масса.

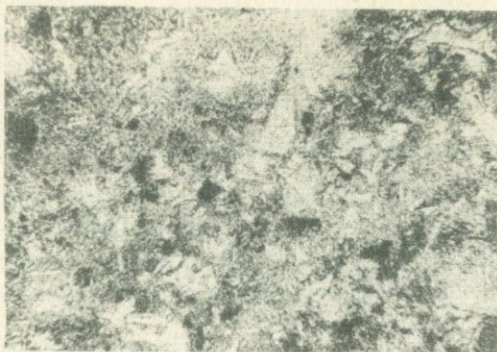
4. Монтмориллонит развивается за счет стекловатого базиса, связующей массы и пемзовых обломков; представлен хорошо разви-



Фиг.24. Бентонитовая глина с реликтовой туфовой (витрокластической) структурой. Монтмориллонит развивается за счет обломков пемзы и стекла связующей массы.

тыми, крупночешуйчатыми, волокнистыми агрегатами, имеет зеленовато-бурый цвет и сравнительно высокое двупреломление. На этой стадии отдельные участки стекла замещаются тонкочешуйчатым хлоритом; в глинистой массе наблюдаются примазки и налеты гидроокислов железа и мельчайшие агрегаты кремнистого минерала.

5. Процесс бентонитизации выражен наиболее интенсивно, нередко на этой стадии глины теряют реликтовые структурно-текстурные признаки (фиг.25); помимо всех прочих компонентов, монтмориллонитизации почти нацело подвергается и стекловатая связующая масса. В ассоциации с монтмориллонитом главным образом встречается кремнистый минерал (исключая фенокристаллы, которые сохраняются почти свежими) в виде более или менее крупных монокристаллов.



Фиг.25. Микрофото бентонитовой глины, утратившей реликтовую структуру. Видны скопления гидроокислов железа (очень темные участки) и кремнистого минерала.

3. Гранулометрия бентонитовых глин

Гранулометрическому анализу были подвергнуты бентонитовые глины, интенсивно измененные туфы, туфопесчаники и мергелистые известняки.

Ниже приводятся данные по механическому составу глин и бентонизированных туфов.

В глинах среднее содержание глинистой фракции ($< 0,001$ мм) составляет 53,1%; среднее содержание суммы алевритовой фракции достигает 49,3% ($0,001-0,01$ мм — 21,7% и $0,01-0,1$ мм — 27,6%); песчаная фракция ($> 0,1$ мм) в среднем составляет 6,2%. Карбонатность бентонитовых глин в среднем составляет 3,3%. В бентонитизированных туфах содержание глинистой фракции в среднем составляет 27,9%; среднее содержание суммы алевритовой фракции достигает 45,9% ($0,001-0,01$ мм — 28,3%; $0,01-0,1$ мм — 17,6%), а песчаной — 26,6%.

Карбонатность бентонизированных туфов в среднем составляет 4,4%.

Таким образом, сравнительно с измененными туфами, в бентонитовых глинах отмечается повышенное содержание глинистой фрак-

ции за счет заметного уменьшения количества песчаной и алевроитовых фракций.

Карбонатность бентонитизированных туфов в среднем составляет 3,5%.

4. Минеральный состав бентонитовых глин

В туфах, бентонитовых глинах, известняках и подстилающих туфопесчаниках установлены следующие неглинистые минералы: плагиоклазы, кварц, халцедон, опал, хлорит, биотит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, рогооб. обыкновенная, актинолит, флюорит, апатит, эпидот, цоизит, рутил, гранат, циркон, барит, гематит, пирит, гидроокислы железа, ильменит+хромит, магнетит.

Ниже приводится краткое описание наиболее характерных неглинистых минералов.

Аутигенные минералы легкой фракции

О п а л . В единичных зернах и сравнительно часто встречается в кремнелых известняках и интенсивно измененных туфах, бентонитовых глинах и в кремнистых породах. Представлен бесцветными агрегатами неправильной формы. Как правило, встречается совместно с халцедоном, отличается от последнего изотропностью и несколько меньшим показателем преломления (I,42-I,45).

Х а л ц е д о н . Является породообразующим минералом в кремнистых породах, составляет значительную часть железисто-кремнистых конкреций (встречающихся в бентонитизированных туфах), в сравнительно больших количествах присутствует в других типах пород, включая и бентониты. В интенсивно измененных (бентонитизированных) туфах представляет собой продукт разложения вулканического стекла. Это хорошо фиксируется в шлифах: видно, как кислое стекло связующего материала распадается с образованием зеленовато-бурых чешуек монтмориллонита и халцедоновой массы. Форма агрегатов различная: округлая, чечевицеобразная, реже волокнистая. Иногда обнаруживает агрегатную поляризацию $\Pi - I,533 - I,54I$.

Х л о р и т . Часто встречается в подстилающих бентониты туфопесчаниках, реже в сравнительно слабо измененных туфах липаритового состава; в самих бентонитовых глинах присутствует сравнительно редко и в единичных зернах. В туфах и бентонитовых гли-

нах представляет собой продукт изменения стекла основной массы, что ясно фиксируется и в шлифах. Представлен чешуйками неправильной формы желтовато-зеленого, иногда ярко-зеленого цвета. Характерны слабое двупреломление и плеохроизм (в желтовато-зеленых тонах) $N - I, 585 - I, 590$.

Другие минералы легкой фракции

П л а г и о к л а з ы представлены андезин-олигоклазовым рядом. Распространены во всех типах пород. Даже в интенсивно измененных или ошлакованных туфах, а также бентонитах, отличаются необыкновенной свежестью и сохраняют двойниковое строение. Форма зерен полуугловатая, угловатая; часто они оплавлены. Иногда отмечаются включения рудного минерала. Определяются по углу погасания и показателю преломления ($I, 54 - I, 56$).

К в а р ц часто и в сравнительно больших количествах встречается в туфопесчаниках, нередко присутствует и в других типах пород. Но в целом все породы обеднены кварцем: содержание его не превышает 5%. Форма зерен полуугловатая; отмечены газово-жидкие включения; зерна обычно свежие.

Б и о т и т встречается очень часто (иногда в больших количествах) во всех типах пород. В легкой фракции они представлены очень тонкими пластинками — сколами гексагональных чешуек по 001. Последние встречаются главным образом в тяжелой фракции. Цвет желтовато-коричневый, коричнево-желтый. Показатель преломления колеблется в пределах $I, 63 - I, 66$.

В у л к а н и ч е с к о е с т е к л о имеет весьма широкое распространение во всех типах пород, за исключением известняков. Свежие стекла, как показали измерения, имеют преимущественно кислый состав; это бесцветные, иногда раскристаллизованные, угловатые зерна с низким показателем преломления ($I, 49 - I, 52$). Значительно реже встречаются буроватые, а также бесцветные разности с более высоким показателем преломления ($I, 52 - I, 55$). Из вторичных продуктов изменения стекла достаточно определенно фиксируются лишь монтмориллонит (в шлифах) и хлорит (в иммерсионных жидкостях и шлифах). Сравнительно более основные стекла чаще подвергаются хлоритизации. Подавляющая часть вулканических стекол изменена, свежие разности составляют лишь несколько процентов.

Разложенные минералы. Сюда входят главным образом измененные вулканические стекла и обломки пород, (кристаллическая часть породы почти не изменяется).

Аутигенные минералы тяжелой фракции

Барит встречается часто во всех типах пород, но в единичных зернах. Представлен пластинчатой формой. Часто зерна по краям корродированы. Характерно наличие многочисленных непрозрачных включений. Цвет белый; двуосный, положительный, показатель преломления колеблется в пределах $I,64-I,65$.

Пирит обычно выполняет раковины фораминифер; последние часто замещаются пиритом нацело. В этой форме пирит обычно бывает окислен и гидратирован до лимонита. Очень редко пирит встречается в туфах и в виде мелких кристаллов кубической формы.

Гематит встречается часто (достигая иногда 5%) в виде пластин неправильной формы красновато-бурого цвета. По-видимому, образуется за счет гидроокислов железа. Некоторые зерна на поверхности имеют характерную штриховку.

Гидроокислы железа чрезвычайно широко распространены во всех типах пород, особенно в туфах. В шлифах обнаруживаются в виде сгустковых скоплений и примазок, почти равномерно рассеянных в породе, в иммерсии - в виде пленок и налегов, обволакивающих поверхность частиц вулканических стекол и других легких минералов. Последнее обстоятельство указывает, по-видимому, на генетическое родство гидроокислов железа с легкой силикатной частью породы: очевидно процесс бентонитизации туфов сопровождался выносом железа из силикатной основы и в последующем - его гидратацией.

Значительно реже гидроокислы железа развиваются по пириту, который, в свою очередь, образует псевдоморфозы по органическим остаткам.

Другие минералы тяжелой фракции

Авгит встречается редко и в единичных зернах. Форма зерен угловатая, короткопризматическая. Характерны включения рудных минералов. Цвет желтовато-зеленый, иногда отмечается слабый плеохроизм, $n - I,71-I,68$.

Гиперстен обычно встречается в ассоциации с други-

ми пироксенами. Форма зерен призматическая. Характерно наличие многочисленных (довольно крупных размеров) рудных и газовой-жидких включений. Резко плеохроирует - от темно-зеленого до розовато-желтого; двуосный, отрицательный.

Роговая обманка обыкновенная встречается редко и в единичных зернах. Последние имеют призматический габитус и ясно выраженную спайность вдоль призм. Цвет светло-зеленый, буровато-зеленый. Плеохроирует в пределах зеленого цвета и имеет отрицательный оптический знак, малый угол погасания (около 20°) и положительное удлинение. Отмечены редкие непрозрачные и полупрозрачные включения.

Актинолит встречается редко и в единичных зернах, отличающихся удлиненной формой и волокнистым строением. Цвет зеленовато-серый, желтовато-зеленый. Некоторые зерна обнаруживают слабый плеохроизм. Имеет небольшой угол погасания (около 10°). Показатель преломления колеблется в пределах $1,61-1,64$.

Эпидот встречается часто; составляет иногда несколько процентов тяжелой фракции. Форма зерен неправильная; обычно бесцветна. Наблюдается типичная для эпидота интерференционная окраска и коноскопическая фигура.

Цоизит отмечается в ассоциации с эпидотом, но встречается в меньших количествах. Форма зерен неправильная, удлиненная; бесцветен, обладает характерной фиолетово-синей интерференционной окраской; угасание прямое, двуосный, положительный.

Бiotит является одним из наиболее распространенных минералов во всех типах пород и достигает в ряде случаев более 10% тяжелой фракции. Встречается главным образом в виде очень хорошо сохранившихся гексагональных чешуек, а также их фрагментов. Некоторые чешуйки подвергнуты спеканию. Цвет коричневый, буровато-коричневый, желтовато-коричневый, буровато-красный, реже коричнево-желтый. Показатель преломления колеблется в широких пределах - от $1,639$ до $1,694$.

Флюорит обнаружен в двух образцах и в единичных зернах. Встречается в виде сростков двух кубов. Бесцветен, оптически изотропен. Отмечены рудные и полупрозрачные включения. Показатель преломления колеблется в пределах $1,42-1,43$. Характерен высокий отрицательный рельеф.

А п а т и т встречается довольно часто (в туфах), но в единичных зернах. Форма зерен призматическая, реже — бипирамидальная. Обычно бесцветен, некоторые зерна обладают желтовато-зеленым оттенком. В жидкости с $N = 1,63$ почти теряет рельеф. Диагностируется по указанным признакам, а также по прямому угасанию и характерным включениям, ориентированным вдоль главной оси.

Ц и р к о н весьма характерный минерал для всех типов пород; содержание его в некоторых образцах составляет несколько процентов. Форма зерен бипирамидальная, нередко представляет комбинацию призмы и бипирамиды. Обычно бесцветен; реже встречаются зерна с желтоватым и желтовато-розовым оттенками. Характерны включения рудных и нерудных минералов (в том числе циркона), располагающиеся, как правило, по длине кристалла. Редкие зерна плеохроируют; угасание прямое, удлинение положительное, показатель преломления колеблется в пределах $1,95-1,97$.

Р у т и л встречается очень редко и в единичных зернах. Форма зерен неправильная; на поверхности некоторых наблюдается характерная штриховка. Цвет бледно-желтый. Оптически одноосный, положительный. Показатель преломления очень высокий — $2,89$.

Г р а н а т встречается очень редко и в единичных зернах. Форма зерен неправильная (фрагменты сложных комбинаций); бесцветен, изотропен. Показатель преломления колеблется в пределах $1,75-1,77$.

М а г н е т и т является одним из наиболее распространенных минералов. Встречается во всех типах пород, достигая иногда более 30% тяжелой фракции. Форма зерен неправильная, октаэдрическая. Цвет серовато-черный, смоляно-черный. Диагностируется по форме зерен, цвету и магнитным свойствам.

И л ь м е н и т + х р о м и т. В эту группу условно включены все рудные немагнитные или слабوماгнитные минералы. Весьма распространенная группа: встречается во всех типах пород, часто составляя значительную часть тяжелой фракции.

И з г л и н и с т ы х м и н е р а л о в в бентонитовых глинах Ноемберянского месторождения, в результате комплексного их исследования, определены монтмориллонит и хлорит; кроме того, в цементе туфопесчаников установлен каолинит.

Рентгеноструктурная характеристика. Образцы были подобраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать все типы бентонитовых

глин, бентонизированные туфы и цемент туфопесчаников. Было исследовано всего шесть образцов, для трех из них анализу была подвергнута как глинистая фракция, так и сама порода.

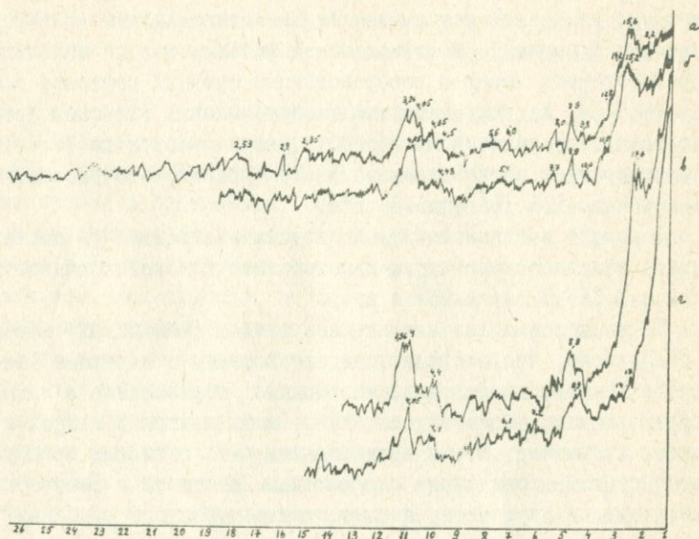
По данным рентгеноструктурного анализа, во всех образцах из глинистых минералов установлен лишь монтмориллонит (в породах и глинистых фракциях). Монтмориллонит фиксируется по наличию на дифрактограммах пород и необработанных фракций рефлекса с $d(001) \sim 14,9-15,6 \text{ \AA}$. На дифрактограммах обработанных гликолем фракций межплоскостное расстояние $d(001)$ увеличивается до $17,6-18 \text{ \AA}$. На дифрактограммах прокаленных до 550°C фракций это расстояние сокращается до $9,6-10 \text{ \AA}$ (фиг.26,27).

В породе и глинистой фракции устанавливается (в последней меньше) заметное количество кристобалита и полевых шпатов (рефлексы с $3,1 \text{ \AA}$; $3,3 \text{ \AA}$; $4,05 \text{ \AA}$ и др.).

Таким образом, никаких промежуточных (стадийных) минералов не обнаружено, что, очевидно, свидетельствует о переходе стекла непосредственно в монтмориллонит. Однако образование в исходных породах хлорита по стеклу отчетливо наблюдается в шлифах и иммерсионных жидкостях. Можно предположить, что в хлорит преобразовываются стекла, обладающие определенным составом и физическими свойствами; в частности, кислые стекла пористого строения, как показывают микроскопические исследования, имеют тенденцию (за редким исключением) преобразовываться в монтмориллонит непосредственно, тогда как часть стекол более основного состава и плотного строения подвергается хлоритизации.

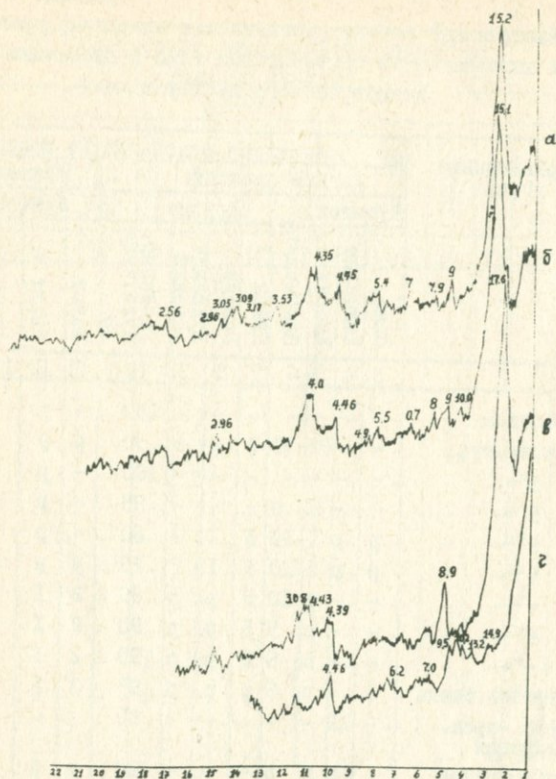
Как правило, хлорит отсутствует лишь в типичных глинах (утерявших реликтовую структуру). Последние отличаются еще и тем, что монтмориллонит в них обладает более совершенной кристаллической решеткой: четкие дифракционные линии, отсутствие на рентгенограммах аморфного фона, наличие большого числа монтмориллонитовых рефлексов, относительно высокие значения базальных расстояний, более полная гидратация и, следовательно, значительная подвижность вдоль оси "С"; они отличаются также значительной интенсивностью первой эндотермической реакции, сравнительно большей емкостью поглощения, частым преобладанием в поглощенном комплексе кальция над натрием.

Монтмориллонит в менее разложенных туфах (сохранивших реликтовую структуру) обладает менее совершенной кристаллической решеткой и противоположными (указанными выше) признаками.



Фиг.26. Дифрактограммы бентонитовой глины с сохранившейся реликтовой структурой. Ноемберянское месторождение.

- а) Дифрактограмма породы
б) — " — фракции $< 0,001$
в) — " — — " — насыщенной гликолем
г) — " — — " — прокаленной до 550°C .



Фиг. 27. Дифрактограммы бентонитовой глины с несохранившейся реликтовой структурой. Ноемберянское месторождение.

- а) Дифрактограмма породы
 б) —" — фракции $< 0,001$
 в) —" — фракции, насыщенной гликолем
 г) —" — фракции, прокаленной до 550°C .

Таблица 9

Минеральный состав (неглинистые минералы), гранулометрия
и карбонатность бентонитовых глин и вмещающих пород
Ноемберянского месторождения

№ № обр.	Наименование пород	Содержание минералов (в процентах)											
		Легкая фракция								Тяжелая фракция			
		Аутиген.				Другие				Аутигенные			
		Опал	Хапедон	Хлорит	Плагиоклаз	Кварц	Бисит	Вулканич. стекло	Разлож. вулк.стек. до	Барит	Пирит	Гематит	Гидроксиды железа и марганца
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	Известняк	-	-	-	-	-	-	-	100	-	p	-	99
3	Изменен. туф	-	-	10	30	5	-	5	50	p	p	-	25
4	"	-	-	-	-	-	-	-	100	-	p	-	90
5	"	-	-	2	p	-	-	-	95	-	p	-	100
5a	"	p	p	1	10	5	1	2	80	-	p	-	68
5б	"	p	p	5	10	5	1	2	75	p	p	-	68
6	"	-	-	p	10	5	p	p	85	2	1	-	68
6a	"	-	-	p	5	5	p	p	90	2	1	-	68
7	"	-	-	p	8	2	p	p	90	2	1	-	73
7a	Бентонит. глина	-	-	p	5	p	p	p	95	2	1	-	70
7б	Желез.-крем. конкреция	-	10	-	-	-	-	-	90	-	-	5	95
8	Бентон. глина	-	p	p	p	-	-	-	100	p	p	-	-
9	Изменен. туф	p	p	-	3	7	7	p	95	p	-	-	90
10	"	p	p	-	p	p	-	-	100	-	-	-	77
11	"	-	p	p	3	2	p	-	95	-	p	-	73
12	Бентон. глина	p	-	-	p	-	p	-	100	p	p	-	95
13	"	p	-	-	p	-	p	-	100	p	p	-	90
14	Изменен. туф	-	p	p	2	2	p	-	95	p	p	-	82
15	Кремн. известняк	-	5	-	15	10	10	-	60	-	10	-	75
16	"	p	5	-	20	10	10	-	55	-	5	-	-
17	Бентон. глина	p	p	p	5	3	2	-	90	-	p	5	77
18	"	-	-	-	-	3	-	2	85	1	-	5	15
19	"	-	p	p	p	p	p	-	100	-	-	10	44
20	Кремн. известн.	-	5	-	25	15	15	-	40	-	5	-	-
21	Туф	p	p	1	5	2	1	-	90	-	-	-	78

№ № обр.	Содержание минералов (в процентах)													
	Тяжелая фракция													
	Другие													
	Авгит	Гипер- стен	Роговая обманка	Актинолит	Биотит	Флюорит	Апатит	Эпидот	Цоизит	Рутил	Гранат	Циркон	Магнетит	Ильменит- хромит
Ш	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	p
3	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	20
4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-
5	-	p	-	-	-	-	-	-	-	-	-	p	-	-
5a	-	-	-	-	I	-	-	-	-	p	-	p	30	-
5б	-	-	-	-	I	-	-	-	-	p	-	p	30	-
6	-	-	-	-	5	p	-	-	-	-	-	2	20	-
6a	-	-	-	-	5	p	-	-	-	-	-	2	20	-
7	-	-	-	-	5	p	-	-	-	-	-	2	15	-
7a	-	-	-	-	5	p	-	-	-	-	-	2	10	-
7б	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	3	2	10
9	-	-	-	p	p	-	p	-	-	-	-	-	-	10
10	-	p	p	p	-	-	-	-	-	-	-	2	10	10
11	-	-	-	-	2	-	2	-	-	-	-	2	10	10
12	-	-	-	-	5	-	p	-	-	-	-	p	-	-
13	-	-	-	-	5	-	p	-	-	-	-	5	p	-
14	-	p	p	-	5	-	-	-	-	-	-	2	5	5
15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	5	5
16	-	-	-	p	-	-	-	-	-	p	-	5	3	10
17	-	-	-	-	5	p	p	-	-	-	-	2	5	2
18	-	-	-	-	10	-	p	-	-	-	-	5	2	2
19	-	-	-	-	10	-	p	-	-	-	-	5	20	10
20	p	p	p	-	10	-	-	-	-	-	-	5	10	5
21	-	-	-	-	10	-	p	-	-	-	-	1	5	5

№ обр.	Выход тяже- лой фракции	Карбонат- ность	Гранулометрический состав в %			
	в граммах	в процентах	0,1 мм	0,1-0,01	0,01-0,001	0,001
	29	30	31	32	33	34
I	0,006	88,98	-	-	-	-
3	0,870	11,00	14,4	31,4	27,2	27,0
4	0,070	9,60	15,2	24,1	38,4	22,3
5	0,995	2,1	18,2	14,3	41,2	26,3
5a	0,008	0,0	22,5	8,1	37,6	31,8
5б	0,070	5,12	15,6	17,2	31,5	35,7
6	0,020	2,56	18,8	11,1	28,7	41,4
6a	0,070	4,8	21,7	10,7	35,5	32,1
7	0,020	3,2	25,2	9,8	27,2	37,8
7a	0,020	2,88	2,00	16,9	21,4	59,7
7б	3,870	2,24	-	-	-	-
8	0,130	3,52	12,5	8,1	19,1	60,3
9	0,090	4,16	56,9	17,2	12,3	13,6
10	0,002	2,56	37,9	20,5	11,3	30,3
11	0,008	1,62	46,7	18,7	21,1	13,5
12	0,001	4,16	5,8	22,1	17,8	54,3
13	-	2,3	5,4	27,3	16,1	51,2
14	0,010	4,8	18,9	31,2	27,3	22,6
15	0,020	35,52	-	-	-	-
16	0,020	52,52	-	-	-	-
17	0,030	3,84	7,4	22,3	24,6	45,7
18	0,003	4,16	7,3	23,4	20,5	48,8
19	0,008	1,6	9,8	6,6	32,5	51,1
20	0,004	52,16	-	-	-	-
21	0,160	9,28	19,9	28,1	32,4	19,6

Продолжение таблицы 9

	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
22	-	4	-	25	5	5	-	65	-	2	-	78	I	I	-	-	5
23	-	-	2	20	5	5	5	62	-	-	-	69	p	p	-	p	-
24	-	-	I	25	5	2	5	61	-	-	I	67	p	5	p	-	-
25	-	-	2	30	3	-	3	59	-	-	-	62	-	2	p	-	-
26	-	-	3	15	2	I	I	77	-	-	-	58	-	5	-	p	5
27	-	-	I	18	2	-	I	77	-	-	-	49	-	6	-	-	10
28	-	-	I	12	2	-	I	83	-	-	-	69	-	2	-	-	-
29	-	-	-	2	p	p	-	97	-	-	-	84	-	-	-	-	5
30	-	-	I	22	3	p	2	71	-	-	-	66	-	7	p	-	-
31	-	-	I	25	p	-	p	73	p	p	-	85	-	-	p	-	-

	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
22	-	-	-	-	-	-	2	5	5	0,001	85,44	4,3	5,1	20,4	70,2
23	-	-	p	-	p	-	2	15	10	0,220	8,32	49,3	23,2	15,4	12,1
24	-	-	I	p	-	p	-	15	10	0,950	22,08	32,4	29,6	30,8	7,2
25	-	-	2	p	-	-	3	15	15	0,170	41,60	45,1	18,3	26,5	10,1
26	-	p	-	-	-	p	1	18	12	0,030	19,20	41,2	16,8	33,7	8,3
27	-	-	5	p	-	3	4	15	10	0,290	13,76	38,3	21,5	34,6	5,6
28	-	-	2	p	-	-	1	10	15	0,040	18,88	25,2	29,9	4,00	4,9
29	-	-	-	-	-	-	p	5	5	0,008	18,96	5,8	13,7	18,2	62,3
30	-	-	2	p	-	-	2	14	10	0,030	14,08	37,5	28,4	20,9	13,2
31	p	-	p	-	p	p	p	15	10	0,080	4,16	13,8	27,4	29,2	29,6

Электронномикроскопическая и электронографическая характеристики. На электронномикроскопических снимках четко фиксируются два морфологических типа монтмориллонита, которые характерны для глин с определенной степенью изменения исходного материала. Так, для глин с несохранившейся реликтовой структурой характерны листоватые, чешуйчатые агрегаты неопределенных размеров и формы с весьма нечеткими, расплывчатыми линиями ограничения (фиг.28 А). Другой тип характерен для глин с сохранившейся реликтовой структурой: первоначальная морфология частиц вулканического стекла почти полностью сохраняется; соответственно монтмориллонитовые частицы имеют удлиненно-призматическую, брусковидную, полууголоватую, короткопризматическую, цилиндрическую, трубчатую формы с четкими линиями ограничения (фиг.28Б). Иногда оба морфологических типа встречаются совместно, что, очевидно, указывает на неравномерность и различную степень изменения исходного вещества.

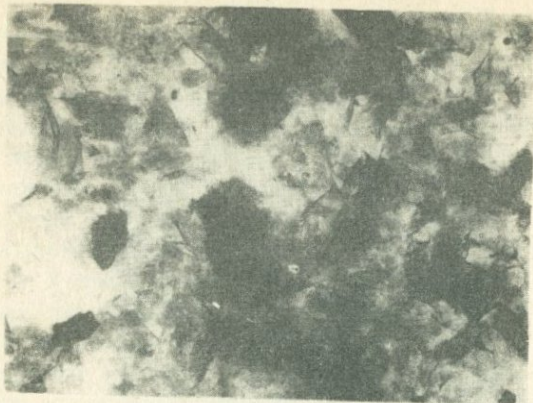
Заметно отличаются между собой и микротекстуры этих глин (реплики с поверхностей свежих сколов). На снимках глин с несохранившейся реликтовой структурой фиксируется сплошная матовая поверхность, испещренная многочисленными микротрещинками и складочками, образующими своеобразную "морщинистую" текстуру (фиг.29 А). На снимках глин с сохранившейся реликтовой структурой указанная поверхность образует лишь основной фон, на котором фиксируются монтмориллонитизированные вулканические стекла, почти полностью сохранившие перечисленные выше первоначальные формы частиц (фиг.29 Б).

В результате электронографического анализа четырех образцов определены параметры элементарной ячейки монтмориллонита; для всех образцов они имеют одни и те же значения: $a = 5,16 \text{ КХ}$, $b = 8,98 \text{ КХ}$, $c = 10,1 \text{ КХ}$, $\beta = 100^{\circ}57$.

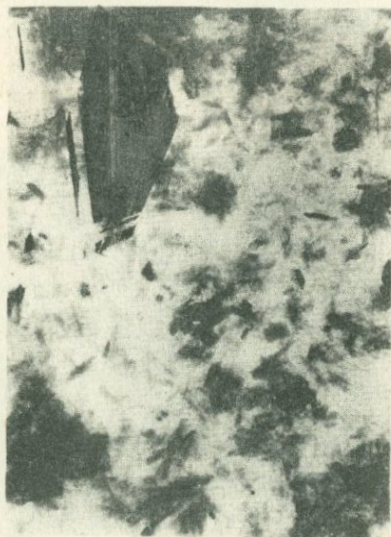
Термическая характеристика. Можно выделить по крайней мере три группы термограмм. К первой относятся термограммы типичных глин с породообразующим монтмориллонитом. На них фиксируются три эндотермические и две экзотермические реакции.

Первый эндозффект, вызванный выделением низкотемпературной воды, имеет наибольшую интенсивность; максимумы этой реакции располагаются в пределах $140-150^{\circ}\text{C}$.

Второй эндозффект (выделение кристаллизационной воды) выражен значительно менее интенсивно и имеет максимумы при $620^{\circ}-740^{\circ}\text{C}$.



А

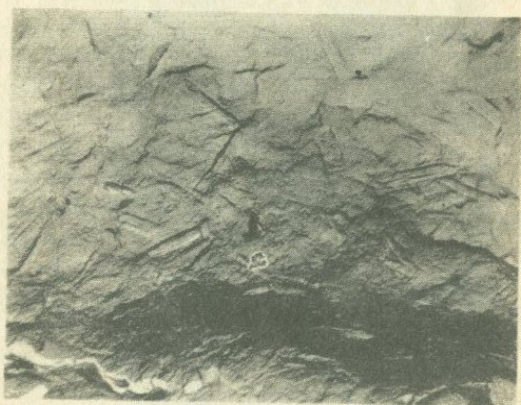


Б

Фиг.28. Электронномикроскопические снимки глин:
 А - с несохранившейся реликтовой структурой.
 Б - с сохранившейся -"- -"-



А



Б

Фиг.29. Угольные реплики с поверхности глин:

А - с несохранившейся реликтовой структур

Б - с сохранившейся -"- -"-

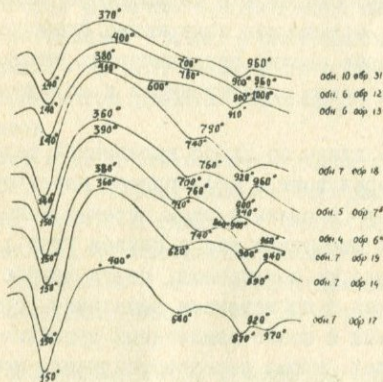
Третья эндотермическая реакция, вызванная полным разрушением решетки минерала, протекает несколько интенсивнее второй и имеет максимумы при 890–920°C.

Первый экзоэффект является результатом окисления двухвалентного железа (тонкодисперсного органического вещества в породах почти нет). Реакция протекает интенсивно и имеет максимумы при 360–400°C.

Экзоэффект при кристаллизации высокотемпературных фаз выражен слабо и имеет максимумы при 920–960°C.

Второй тип термограмм отличается от описанного лишь интенсивностью термоэффектов. Он характерен для глин, в которых исходный материал не подвергся полному разложению и сохранились реликтовые структуры. На термограммах этих глин первый эндоэффект выражен значительно слабее, а на некоторых этот пик едва обозначен (фиг. 30).

Третий тип термограмм существенно отличается от описанных выше. Он характерен для цемента подстилающих бентонитовые глины песчаников.



Фиг. 30. Термограммы бентонитовых глин Ноемберянского месторождения.

На дифференциальных кривых фиксируются: одна интенсивная эндотермическая реакция (соответствующая выделению кристаллиза-

ционной воды) с максимумами при 620–640°C и один хорошо выраженный экзотермический эффект (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумами при 1000–1010°C. Описываемые кривые характерны для каолинита, что свидетельствует о значительном содержании этого минерала в составе туфопесчаников. Очевидно, каолинит, в отличие от других глинистых минералов в исследуемых отложениях верхнего мела, имеет терригенное происхождение.

В заключение отметим, что детальное петрографо-минералогическое изучение бентонитовых глин Ноемберянского месторождения позволило выделить среди них три типа, отличающиеся между собой по степени изменения исходного вулканогенного материала, минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, следовательно, качеству сырья.

1. Бентонитовые глины, не сохранившие или сохранившие слабые следы реликтовой структуры. По существу, типичные бентониты, с ярко выраженными их специфическими свойствами, следует отнести именно к этому типу. Отличительными их признаками (кроме отсутствия реликтовых структур) являются: сравнительно более совершенная кристаллическая решетка монтмориллонита, большая емкость поглощения, частое преобладание в поглощенном комплексе ионов кальция над натрием, повышенное содержание глинистой фракции, почти полное отсутствие свежих вулканических стекол, наличие монтмориллонита в качестве единственного и породообразующего глинистого минерала.

2. Бентонитовые глины со слабо выраженной реликтовой структурой. Иногда монтмориллонит в этих глинах имеет сравнительно несовершенную решетку (в связи с этим перечисленные выше признаки выражены не столь отчетливо, как в первом типе); кроме того, они имеют меньшую емкость поглощения, почти равное содержание ионов кальция и натрия в поглощенном комплексе, сравнительно больше содержат свежих и слабо измененных вулканических стекол; из глинистых минералов, кроме породообразующего монтмориллонита, очень редко в них встречается и хлорит (хлоритизированные вулканические стекла); наконец, заметно возрастает сумма алевритовых фракций за счет уменьшения глинистой.

3. Бентонитовые глины с ясно выраженной реликтовой структурой. В эту группу входят главным образом те разности, среди которых трудно провести грань между бентонизированными туфами и бен-

тонитовыми глинами. На месторождении эта разновидность имеет весьма широкое распространение.

Основными отличительными признаками их являются: несовершенная кристаллическая решетка монтмориллонита, чрезвычайно слабо выраженный первый эндотермический пик, малая емкость поглощения, смешанный состав поглощенного комплекса с частым преобладанием ионов натрия, повышенное содержание суммы алевроитовых фракций, наибольшее содержание свежих или слабо измененных вулканических стекол; из глинистых минералов, кроме монтмориллонита, часто (но не в больших количествах) встречается и хлорит (хлоритизированные вулканические стекла).

✓ 5. Химический состав бентонитовых глин и вмещающих пород

Породообразующие элементы. По данным полного силикатного анализа (см. табл. IО) ^{х/} в измененных породах среднее содержание SiO_2 составляет 64,8%, в бентонитовых глинах - 64,6%, а в глинистой фракции - 57%. Таким образом, содержание SiO_2 постепенно уменьшается от измененных туфов, глин - к глинистой фракции. Среднее содержание Al_2O_3 в измененных туфах составляет 13,3%, в бентонитовых глинах - 12,4%, в глинистой фракции - 17,2%. Увеличение процентного содержания Al_2O_3 в глинистой фракции объясняется, по-видимому, выносом других элементов.

Измененные туфы и бентонитовые глины содержат одинаковое количество Fe_2O_3 : в первых среднее содержание трехвалентного железа составляет 4,44%; в глинах - 4,46%; в глинистой фракции среднее содержание Fe_2O_3 несколько меньше - 3,25%.

Среднее содержание FeO в измененных туфах составляет 0,61%, в бентонитовых глинах - 0,25%, а в глинистой фракции - 1,13%.

Среднее содержание CaO в измененных туфах, бентонитовых глинах и глинистой фракции соответственно составляют: 2,10%, 1,44% и 1,94%.

^{х/} Анализы выполнены в ИГН АН Арм.ССР аналитиками З.Гаспарян и З.Чахмахчян.

Таблица 10

Химический состав бентонитовых глин Ноемберянского месторождения

№№ пп	№№ обр.	Наименование пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Влага	ппп	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	3	Изменен. туф	59,07	1,17	14,72	8,39	2,41	4,11	0,24	сл.	0,86	2,32	2,75	3,50	99,54
2	4	—"	71,89	0,64	11,28	3,87	0,73	1,07	0,88	н.об.	1,50	4,70	0,82	3,50	100,88
3	5a	—"	68,23	0,23	11,16	3,15	0,21	0,64	0,95	0,01	5,60	6,72	0,87	1,75	100,52
4	5б	—"	66,49	0,29	14,18	2,98	0,36	2,35	0,96	0,01	4,08	5,34	1,62	1,75	100,41
5	6a	—"	62,19	0,33	12,78	6,44	0,29	2,21	2,10	0,02	5,50	5,60	1,45	1,87	100,78
6	6	Интенсивно изменен. туф	65,68	0,33	12,06	4,45	0,21	1,86	1,62	0,01	5,25	6,46	1,00	1,75	100,88
7	7	—"	64,35	0,23	12,57	3,75	0,14	1,14	2,17	сл.	6,35	7,76	1,12	1,27	100,85
8	9	—"	64,85	0,54	15,75	3,35	0,73	2,60	0,97	сл.	3,46	4,24	2,75	2,22	100,46
9	14	Изменен. туф	58,70	0,48	15,49	4,24	0,43	1,92	1,70	сл.	6,15	5,61	3,25	2,75	100,62
10	7a	Бент. глина	67,86	0,26	12,05	3,17	0,43	1,39	1,71	сл.	3,82	6,24	1,75	1,75	100,43
11	10	—"	69,98	0,26	10,05	3,64	н.об.	1,14	1,06	0,02	5,43	7,14	0,50	0,50	99,72
12	13	—"	64,35	0,23	12,57	3,75	0,14	1,14	2,17	сл.	6,35	7,76	1,12	1,27	100,85
13	17	—"	60,04	0,46	14,32	6,44	0,29	1,78	2,21	0,01	5,52	5,64	1,80	2,37	100,88
14	19	—"	61,90	0,46	13,23	5,31	0,14	1,78	2,55	сл.	8,39	5,42	0,62	0,92	100,72
15	19	Глинистая фракция	56,61	0,71	18,11	3,54	1,44	2,01	2,14	сл.	9,32	8,44	0,83	1,01	100,16
16	18	—"	57,32	0,56	16,44	2,97	0,83	1,88	2,73	сл.	8,71	7,27	0,71	1,31	100,73

Среднее содержание MgO постепенно возрастает от измененных туфов (1,28%) и бентонитовых глин (1,94%) - к глинистой фракции (2,43%), что, по-видимому, связано с составом поглощенного комплекса.

Среднее содержание Na_2O и K_2O , наоборот, уменьшается в указанной последовательности: в измененных туфах Na_2O составляет 1,73%, K_2O - 2,26%; в бентонитовых глинах Na_2O - 1,15%, K_2O - 1,36%; в глинистой фракции Na_2O - 0,77%, K_2O - 1,16%.

Среднее содержание H_2O^+ и H_2O^- (п.п.п.) резко возрастает от слабо измененных туфов и бентонитовых глин - к глинистой фракции; так, содержащие H_2O^+ в измененных туфах в среднем составляют 4,3%, в бентонитовых глинах - 5,9%, в глинистой фракции - 9,01%; среднее содержание п.п.п. соответственно равно 5,41%, 6,44% и 7,85%.

Как показали результаты расчета по объемному методу привноса - выноса элементов, процесс бентонитизации туфов на Ноемберянском месторождении сопровождался выносом всех элементов, за исключением алюминия и магния.

Ниже приводятся кристаллохимические формулы двух образцов, рассчитанные на основании химического анализа глинистой фракции.

Для образца 18 формула имеет вид: $Na_{0,09}K_{0,11}Ca_{0,14}(Mg_{0,28}Fe_{0,04}^{+2}Fe_{0,28}^{+3}Al_{1,35})[Si_{4,01}O_{10}](OH)_2 \cdot 2,02H_2O$.

Образец 19 имеет следующую формулу: $Na_{0,11}K_{0,09}Ca_{0,15}(Mg_{0,22}Fe_{0,08}^{+2}Fe_{0,18}^{+3}Al_{1,45})[Al_{0,04}Si_{3,96}O_{10}](OH)_2 \cdot 2,17H_2O$.

Б. М а л ы е э л е м е н т ы. Для ряда элементов в измененных туфах и бентонитовых глинах рассчитаны модальные величины. Результаты сведены в табл. II и I2, в которых для сравнения приводятся также кларки в эффузивных породах кислого состава и в осадочных глинах.

Содержание Cr в измененных туфах соответствует кларковым в кислых эффузивах ($\sim 0,002\%$); отмечается и приблизительно равное содержание Ti в указанных породах ($\sim 0,2\%$). Содержание Ni (0,014%) и Ti (0,028%) в измененных туфах несколько ниже (но в пределах одного порядка), чем в кислых породах; такое же соотношение наблюдается и в содержании Cu (0,0012%) и Li (0,002%).

Таблица II

Распределение некоторых элементов в измененных
туфах Ноемберянского месторождения

Эле- менты	Количест- во анали- зов	Пределы коле- баний в %%	Средне- арифмети- ческие (м) в %%	Модальные (мо) в %%	Кларки в эффузивах кислого состава
Cr	23	0,0003-0,003	0,002	0,002	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	23	0,05-0,3	0,14	0,18	$2,3 \cdot 10^{-1}$
Ni	23	0,0003-0,001	0,0007	0,0014	$8 \cdot 10^{-4}$
Mn	23	0,003-0,03	0,025	0,028	$6 \cdot 10^{-2}$
Cu	23	0,0002-0,001	0,0006	0,0012	$2 \cdot 10^{-3}$
Li	23	0,001-0,006	0,002	0,002	$4 \cdot 10^{-3}$
Sr	23	0,03-0,1	0,08	0,092	$3 \cdot 10^{-2}$
Ba	23	0,01-0,3	0,07	0,11	$8,3 \cdot 10^{-2}$

Таблица 12

Распределение некоторых элементов в бентонитовых
глинах Ноемберянского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое (м) в %	Модалное (m_0) в %	Кларки в осадочных породах
Cr	27	0,0003-0,001	0,0006	0,00078	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	27	0,06-0,3	0,13	0,17	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	27	0,0003-0,001	0,062	0,0007	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	27	0,003-0,03	0,013	0,016	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	27	0,0001-0,001	0,0006	0,00073	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Li	27	0,0003-0,003	0,002	0,0022	$6 \cdot 10^{-3}$
Sr	27	0,03-0,1	0,04	0,061	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	27	0,01-0,1	0,04	0,047	$8 \cdot 10^{-2}$

Содержание Sr (0,092%) и Ba (0,11%) в измененных туфах почти на порядок выше, чем в кислых эффузивах. Таким образом, в измененных туфах содержания многих элементов (за исключением Sr и Ba) либо почти равны кларковым в кислых эффузивах, либо ниже последних.

В бентонитовых глинах содержания некоторых элементов значительно ниже, чем в измененных породах. Так, содержание Ni, Sr и Cu составляет в них 0,0007%; в пределах одного порядка, но также ниже и содержания Ti (0,17%), Mn (0,016%) и Sr (0,061%). Исключение составляет Ba, содержание которого (0,047%) в глинах почти в два раза больше, чем в измененных туфах.

Сравнение модальных содержаний указанных элементов в бентонитовых глинах с кларками осадочных глин показывает, что, за исключением Sr и Ba, остальные элементы в последних существенно преобладают.

Таким образом, судя по данным спектрального анализа, процесс бентонитизации на Ноемберянском месторождении сопровождался незначительным разубоживанием туфов такими элементами, как Ti, Sr, Ni, Mn, Cu, Li и обогащением Sr и Ba. Сравнительно высокое содержание Sr и Ba в бентонитовых глинах объясняется присутствием в них аутигенного целестина и барита.

С о с т а в п о г л о щ е н н о г о к о м п л е к с а
и о б щ а я ё м к о с т ь п о г л о щ е н и я . По определениям Г.С.Асратяна, общая ёмкость поглощения бентонитовых глин Ноемберянского района составляет около 78,4 мг.экв. на 100 г породы, в том числе:

Ca	- 24,9 мг.экв./100 г.
Mg	- 9,8 мг.экв./100 г.
Na	- 39,0 мг.экв./100 г.
K	- 4,7 мг.экв./100 г.

В отличие от саригухских глин, в поглощенном комплексе у них сумма Ca и Mg почти равна содержанию Na, что, по-видимому, свидетельствует об иной природе растворов, с которыми соприкасались исходные вулканогенные породы в процессе бентонитизации.

По составу поглощенного комплекса бентониты Ноемберянского месторождения приближаются к монтмориллонитовым глинам, образовавшимся в условиях мелководного моря.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН
САРИГЮХСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой главе необходимо осветить по меньшей мере следующие три вопроса:

1. Природу исходного вулканического материала (его состав, структуру и т.д.).

2. Природу агентов, под воздействием которых исходный материал преобразуется в бентонитовую глину (гидротермы, морская вода и др.).

3. Геологическую обстановку и физико-химические параметры среды, в которой происходит это преобразование.

К.Н.Паффенгольц (1934, 1947), впервые расчленивший меловые отложения района, считает, что бентонитовые глины Ноемберянского месторождения образовались в результате изменения туфов кислого состава в стадию диагенеза. Эту точку зрения разделяет М.А.Сатиан (1959), проводивший литологические исследования меловых отложений междуречья рр.Дебед и Агстев. А.Т.Асланян (1958) считает, что бентонитовые глины Саригюхского месторождения образовались вследствие гальмиролиза.

Г.С.Авакян (1968), детально разведавший Саригюхское месторождение, считает, что "в бентониты превращены субинтрузивные магматические породы с основной витрофировой массой андезито-базальтового состава", т.е. главным образом за счет базальтовых порфиритов. Изучением бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений занимались К.А.Мкртчян, Г.А.Туманян, А.М.Торосян и Р.А.Матосян.

Имеющиеся представления о генезисе исследуемых глин отличаются между собой в части природы исходного материала, преобразующих их агентов и условий среды, в которой формируются бентонитовые глины.

Проведенные нами детальные петрографо-минералогические исследования позволили уточнить существующие представления, а также по-новому объяснить ряд вопросов, связанных с генезисом бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений.

Исследования показали, что бентонитовые глины Саригюхского месторождения в основной своей массе образовались за счет туфов, главным образом кислого и среднего состава, в результате воздействия на них гидротермальных растворов. В частности, за счет туфов образовалось большинство пластовых тел, составляющих основной продуктивный горизонт центрального участка и за его предела-

ми. Об этом свидетельствуют прекрасно сохранившиеся реликтовые туфовые структуры. Однако бентонитовые глины образуются не только за счет туфов, но и за счет лав (часто имеющих пемзовое строение), андезитовых и базальтовых порфиритов, роль которых в образовании бентонитовых глин по сравнению с туфами невелика. Следует отметить, что на Саригяхском месторождении случаи постепенного перехода свежих туфов и лав в бентонитовые глины нами не зафиксированы: они широко развиты лишь за пределами месторождения. По данным А.Х.Мнацаканян (1968), детально исследовавшей вулканические образования района, свежие туфы и лавы имеются и в пределах месторождения; ею зафиксирован также случай постепенного перехода туфолав в бентонитовые глины.

На основании того, что в подавляющем большинстве случаев качественные бентонитовые глины обладают реликтовыми структурами туфов и лав, можно утверждать, что основная масса наиболее качественных бентонитовых глин образовалась за счет этих образований. Здесь уместно поставить вопрос: каковы причины того, что в пределах месторождения указанные образования не сохранились или сохранились фрагментарно?

Это объясняется, по нашему мнению, спецификой строения и состава вулканических пород и их фильтрационными свойствами. Туфы и лавы почти нацело состоят из стекла и имеют пористое строение. Исследование микроструктур и текстур показало, что образование бентонитовых глин происходит лишь за счет стекла: кристаллическая фаза почти не подвергается изменениям (за исключением пироксенов, по которым иногда развиваются селадонит и хлоритовое вещество). Поэтому туфы и лавы, расположенные вблизи очага гидротермальных растворов, почти полностью переродились в бентонитовые глины, тогда как порфириты, почти наполовину состоящие из кристаллической фазы (фенокристаллы и микролиты) и имеющие более массивное сложение, в этих же условиях оказались устойчивыми. Порфириты подверглись бентонитизации исключительно в эндоконтатных частях сложенных ими даек и дайкообразных тел, центральные части которых остались совершенно свежими. Изменение порфиритов выражается в монтмориллонитизации стекла и селадонитизации или хлоритизации пироксенов. Кроме того, важно отметить, что в пределах месторождения имеются дайки порфиритов, не подвергшиеся изменению.

Превращение туфов и лав в бентонитовые глины происходит в

результате воздействия гидротермальных растворов. Основными признаками гидротермального происхождения бентонитовых глин Саригухского месторождения являются:

1) Превращение в бентонитовые глины не только пирокластических, но и эффузивных пород (порфиритов и др.).

2) Наличие в глинах барита, цеолитов, кристаллического кальцита, кристобалита, халцедона, пирита, пиролюзита.

3) Пространственная и генетическая связь месторождения бентонитовых глин с месторождениями агата и марганца, гидротермальное происхождение которых принимается большинством исследователей.

4) Наличие селадонита как продукта изменения пироксенов в порфиритах.

Проявление гидротермальных растворов связано с общим циклом верхнемелового эффузивного вулканизма: на стадии его завершения область превращается в арену деятельности термальных вод. Генетически они непосредственно связаны с различно ориентированными крупными дайкообразными телами двупироксеновых базальтовых порфиритов, прорывающими на территории месторождения вулканогенно-осадочную толщу, в которой локализованы месторождения бентонитовых глин, агата и марганца.

Можно предположить, что повышенная проницаемость пород на этом участке была обусловлена совокупностью разломов и оперяющих их трещин. Эти тектонические нарушения явились, по-видимому, также и путями проникновения магмы: вслед за формированием дайкообразных тел порфиритов, гидротермы, пользуясь приконтактовыми ослабленными зонами, поднимались в верхние горизонты. Именно поэтому наиболее интенсивная бентонитизация порфиритов наблюдается вдоль эндоконтактов этих тел. О наличии крупных нарушений на участке месторождения можно лишь предположить (по данным Г.С. Авакяна они имеются), но системы крутопадающих трещин и зон дробления распространены здесь довольно широко (в последних, между прочим, и локализуются промышленные концентрации агата).

О составе и свойствах гидротермальных растворов можно сказать следующее. Прежде всего, это были не типичные рудоносные гидротермы, о чем свидетельствуют содержание и состав микроэлементов и характер общей минерализации в измененных породах, а скорее походили на термальные воды, развитые в областях современного вулканизма.

О температуре растворов можно судить по данным А.Х.Хакимова, который методом гомогенизации газово-жидких включений в зернистом кварце, аметисте и горном хрустале из Саригихского месторождения устанавливает следующие температурные интервалы их образования: для горного хрусталя и аметиста - $80-180^{\circ}\text{C}$, кристаллического кварца - $180-250^{\circ}\text{C}$, халцедона - около 250°C . Нам кажется, верхний температурный предел несколько завышен (автор, по-видимому, не мог учесть фактора всестороннего давления, точнее - его величину), но тем не менее можно допустить, что температура растворов в областях разгрузки колебалась в пределах $60-200^{\circ}\text{C}$. Сходство этих гидротерм с термальными водами современного вулканизма позволяет (исходя из состава, свойств и поведения этих вод) более или менее определенно судить об их составе, pH и Eh.

В известной монографии, посвященной гидротермальному метаморфизму в современных вулканических областях, С.И.Набоко (1963) описаны условия образования минералов группы монтмориллонита в зоне разгрузки гидротермальных растворов. "Аргиллизация с образованием глинистых минералов из группы монтмориллонита, - пишет С.И.Набоко, - в поверхностных условиях происходит на термальных площадках в районах выхода щелочных натрово-хлоридных вод, в которых почти отсутствует сероводород, и в связи с этим в поверхностной зоне конденсации образуются поровые растворы, близкие к нейтральным, лишенные сульфат-иона, возможно, с участием гидрокарбонат-иона". Далее, резюмируя наблюдения, она пишет: "Аргиллизация протекает под воздействием слабокислых и близких к нейтральным растворов. В случае слабокислых сульфатных растворов происходит, как мы показали, каолинизация и лимонитизация; в случае слабокислых и близких к нейтральным растворов, содержащих углекислоту, происходит монтмориллонитизация. В поверхностных условиях аргиллизация развивается на термальных полях под воздействием конденсированных поровых растворов, отличающихся по составу, концентрации и кислотности от свободно изливающихся, глубинных трещинных вод".

Таким образом, можно заключить, что монтмориллонит развивается по вулканогенным породам, в результате переработки их слабокислыми или близкими к нейтральным поровыми растворами, и находится в равновесии в условиях разгрузки щелочных глубинных трещинных вод.

О слабокислом (почти нейтральном) составе растворов говорят также результаты расчета привноса-выноса компонентов в процессе изменения вулканических пород в бентонитовые глины (табл. 14, составленная по данным Г.С.Авакяна); как видно из таблицы, в процессе метасоматоза происходит не только полная перегруппировка компонентов, но и вынос умеренного количества щелочей, щелочных земель, железа, марганца, кремния.

В районе с.Саригух начало верхнего сантона знаменуется новым циклом трансгрессии и прогибанием морского дна. Это обстоятельство и, по-видимому, система разломов и оперяющих их трещин в совокупности обусловили высокую проницаемость данного участка и проявление интенсивного подводного излияния магмы среднего состава (в целом для территории Малого Кавказа в верхнем сантоне отмечается ослабление вулканической деятельности). В отдельные этапы верхнемелового эффузивного вулканизма (по-видимому, соответствующие периодам ослабления вулканической деятельности) в толще эффузивных пород (порфириров, лав) накапливаются более или менее мощные пласты и линзы пирокластического материала; последние, а также лавы и, в значительно меньшей степени, порфириры явились тем исходным веществом, за счет которого впоследствии и образовались бентонитовые глины.

Вслед за внедрением дайкообразных тел базальтовых (так наз. "черных") порфириров, являющихся наиболее молодыми образованиями верхнемелового эффузивного вулканизма, область превращается в арену деятельности генетически связанных с ними термальных вод, которые пропаривают на своем пути все породы, включая и осадочные.

Взаимодействие этих гидротерм с вмещающими породами приводит к метаморфизации как самих пород, так и состава растворов. Характер и направленность реакций при этом определяется прежде всего природой гидротермальных растворов, поэтому несколько подробнее остановимся на их генезисе.

Как показали исследования областей современного вулканизма (С.И.Набоко, 1963), разнообразие состава гидротермальных растворов определяется в основном условиями подземного кипения перегретых растворов с уменьшением глубинности, конденсацией пара, окислением и дифференциацией ионов при фильтрации растворов через породы. В результате подземного кипения вода переходит в пар, растворы охлаждаются, повышается их концентрация и щелоч -

Таблица 13

Изменение количества окислов в процессе превращения вулканогенных пород
в бентониты на Саригяхском месторождении (с учетом пористости пород)

Окислы	Свежие порфириды, объемный вес 2,51		Бентонитовая глина, объемный вес 2,00		Вынос - привнос (кг)
	Содержание (весовые %)	Количество окислов в одном м ³ (кг)	Содержание (весовые %)	Количество окислов в одном м ³ (кг)	
SiO ₂	57,88	1450	56,78	1130	-320
Al ₂ O ₃	16,14	410	14,32	290	-120
Fe ₂ O ₃	3,13	78	3,97	79	+ 1
FeO	3,15	79	1,01	20	-59
TiO ₂	0,76	19	0,73	15	- 4
CaO	5,96	149	2,78	56	-93
MgO	2,70	68	2,55	51	-17
MnO	0,12	3	0,07	1	- 2
K ₂ O	2,16	54	1,34	27	-27
Na ₂ O	3,09	77	2,59	52	-25
Влага	1,36	30	7,57	151	+121

ность; в приповерхностной зоне подземное кипение приводит к образованию щелочных растворов (метаморфизация сложных по составу ранее кислых гидротерм). Однако на тех же глубинах существует и конденсат пара, который отличается значительно меньшей минерализацией, более кислой реакцией и обогащенностью гидрокарбонатным ионом. Нам представляется, что процесс бентонитизации на Саригухском месторождении протекал именно в приповерхностной зоне одновременного существования растворов в жидкой и паровой фазе; при этом жидкая фаза характеризовалась наличием углекислоты в качестве основного аниона. Превращение вулканогенных пород в бентонитовые глины происходит непосредственно в результате воздействия слабокислых конденсатов, которые в областях разгрузки имеют уже щелочную реакцию. Этим, по-видимому, и объясняется локализация и устойчивость монтмориллонитовой фации в зоне поверхностного проявления щелочных гидротерм.

О слабокислой гидрокарбонатной природе термальных вод, с деятельностью которых связано образование саригухских бентонитовых глин, свидетельствуют следующие факты:

1. Как показали результаты расчета привноса-выноса элементов, в процессе бентонитизации происходит не только полная перегруппировка компонентов, но и значительный их вынос; в числе других элементов выносятся также железо и марганец, хотя не в столь значительном количестве, как это имеет место при ультракислом типе выщелачивания, но все же достаточно интенсивно для щелочных растворов.

2. Почти полностью отсутствует сульфидная или сульфатная минерализация: железо и марганец выпадают в окисной и гидроокисной форме, пирит (так же как и барит) встречается чрезвычайно редко.

3. В районе месторождения отсутствуют продукты кислотного выщелачивания (вторичные кварциты, каолиниты и др.).

4. Имеет место более или менее выраженная карбонатизация пород.

Воздействие гидротермальных растворов на вулканогенные породы выражается, в сущности, в умеренном выносе почти всех элементов (по-видимому, за исключением алюминия, который, если и выносится, то в чрезвычайно малых количествах), в привносе воды, магния и трехвалентного железа и в полной перегруппировке остаточных компонентов. При этом, в зависимости от степени из-

менения пород, по различным их составляющим возникают те или иные минеральные новообразования.

Вблизи очагов гидротерм породы подвергаются наибольшему изменению; здесь по стеклу развивается монтмориллонит и стекловатая часть породы превращается в бентонитовую глину.

Гиперстен замещается карбонатом, цеолитом, селадонитом; часто вокруг такого измененного зерна образуется хлоритовая оторочка. По оливину развивается бурый идингсит, хлорит, мелкозернистый кремнистый минерал, иногда кальцит.

Моноклинный пироксен почти всегда остается свежим. Плагноклаз подвергается слабой кальцитизации и пелитизации лишь в наиболее интенсивно измененных породах. В слабо измененных породах по вулканическому стеклу развивается хлорит, кристобалит, очень редко — ромбики адуляра.

Поры в породе, в зависимости от степени ее изменения, выполняются селадонитом, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом. Нередко стенки пустот и пор неравномерно инкрустируются кристобалитом и кварцем. По степени устойчивости минералы можно расположить в следующий ряд: моноклинный пироксен (наиболее устойчивый), плагноклазы, ромбический пироксен, вулканическое стекло, оливин.

Особенности минералообразования на Саригяхском месторождении, четко выраженные стадии минерализации и их стратификация позволяют заключить, что последующая деятельность растворов сводилась к осаждению растворенного вещества в различных термодинамических средах, а также установить формы осаждения основных компонентов в зависимости от тех или иных условий.

Исследованиями К.В. Krauskopf (1959), Э. Дегенса (1967), Р. Аоки (1951), Г. Окамото и др. установлено, что кремнезем растворяется в воде только до определенной концентрации, образуя истинный раствор, а избыток его обнаруживает тенденцию к полимеризации и образованию коллоидальных растворов. При этом степень растворимости практически мало изменяется в природных средах с pH от 1 до 8,5; лишь при $\text{pH} > 9$ растворимость SiO_2 резко увеличивается в связи с диссоциацией монокремневой кислоты (H_4SiO_4). Установлено также, что с увеличением температуры растворимость SiO_2 возрастает.

Процесс осаждения кремнезема в природных водах весьма сложен, но в общем случае, если концентрация молекулярно диспергированного SiO_2 превышает определенную степень его раствори-

мости в аморфном состоянии, то он подвергается полимеризации с образованием коллоидального раствора, что следует рассматривать как начальную стадию осаждения кремнезема.

В свете изложенного можно допустить, что привнос SiO_2 в растворы на Саригяхском месторождении был достаточно обильным для того, чтобы значительная часть кремнезема находилась в них в коллоидальном состоянии. Проникая в зону дробления, растворы заполняют здесь крупные поры и другие полости, что сопровождается уменьшением давления и температуры. Возможно, последнего обстоятельства (уменьшения температуры) было достаточно для осаждения аморфного кремнезема, однако образование в пустотах кристаллических форм SiO_2 обязано, по-видимому, присутствию в растворах незначительных количеств трехвалентных катионов; известно, что наличие в слабощелочных растворах даже незначительных следов Al^{+3} приводит к массовому осаждению SiO_2 . Из первых порций пересыщенных растворов кремнезем осаждается в аморфном состоянии, а затем, под влиянием трехвалентных катионов, образуются кристаллические фазы SiO_2 . Так представляется нам механизм образования агатовой минерализации, которая на Саригяхском месторождении локализована стратиграфически выше горизонта бентонитовых глин.

Как известно, поведение марганца и железа и в гипергенном процессе, и в гипогенном во многом сходно, вследствие чего они часто встречаются совместно. Известно также, что нейтральные и кислые растворы могут содержать высокие концентрации железа и марганца и что в щелочных растворах они осаждаются - в зависимости от аниона - в форме гидроокисей, карбонатов, силикатов и др. Эксперименты по выщелачиванию этих металлов (Краускопф, 1963) из изверженных пород (в частности, андезито-базальтов) различными растворителями и в большом интервале температур ($25-300^\circ\text{C}$) показали, что Fe^{+2} и Mn^{+2} переходят в раствор приблизительно в таком же соотношении, в каком они содержатся в породе. Кроме одинаковой растворимости, геохимическое родство Fe и Mn объясняется также близостью ионных радиусов, другими словами, они занимают сходное положение в структуре силикатов, содержащих соединения этих металлов.

Геохимия марганца и железа сравнительно хорошо разработана для экзогенного цикла, однако есть основание полагать, что некоторые их особенности сохраняются и в гипогенных процессах, по-

скольку природные ассоциации этих элементов в подобных условиях соответствуют теоретическим построениям.

Несмотря на большое сходство марганца и железа, все же существуют такие геохимические барьеры, которые приводят к сепарации этих элементов и разделному их осаждению. Об этом свидетельствует также характер распределения окислов и гидроокислов

Fe и Mn на Саригяхском месторождении (кстати, здесь они встречаются только в этой форме). Первоначально, при слабоокислом типе выщелачивания, Fe^{2+} и Mn^{2+} переходят в раствор с одинаковой интенсивностью, однако при последующем постепенном их выщелачивании и повышении окислительно-восстановительного потенциала железо быстрее переходит в неустойчивую форму. В результате, на месторождении железо, по-видимому, в основной массе, выпадает в виде гидроокислов раньше, уже в пределах горизонта бентонитовых глин, тогда как марганец осаждается стратиграфически выше и даже выносится за пределы месторождения. Это объясняется тем (К.Краускопф, 1963; Р.Гаррелс, 1968), что при любом данном pH окислы и гидроокислы железа выпадают в осадок при более низких значениях окислительного потенциала, чем окислы марганца. Кроме того, при постоянном Eh железо начинает осаждаться (в виде окислов) при более низком значении pH, чем марганец. Отсюда можно предположить, что на Саригяхском месторождении постепенно возрастала не только щелочность растворов, но также и их окислительно-восстановительный потенциал.

Учитывая поля устойчивости окислов и гидроокислов железа и марганца в сходных условиях, можно предположить, что Eh изменялся в незначительном диапазоне — от слабовосстановительных значений до слабоокислительных.

К изложенному необходимо добавить, что речь шла о марганце, который осаждался над горизонтом бентонитовых глин (в пределах или вблизи месторождения) и который, в частности, образует кристаллики в ядрах жеоид агата; что касается марганцового оруденения, локализовавшегося далеко за пределами месторождения, то для установления генетической связи его с стеченной выше разнородностью необходимо провести специальные исследования.

Гидротермальные растворы довольно интенсивно выщелачивали кальций и магний. Последние частью захватывались при генерации монтмориллонита (особенно магний), основная же часть кальция вы-

падала в виде тонкорассеянного кальцита.

Гидротермальные растворы были насыщены также щелочами; часть натрия и калия фиксируется в поглощенном комплексе, другая — служит источником минеральных новообразований. В силу высокой подвижности, калий и, отчасти, натрий участвуют в образовании минералов поздней генерации, в частности, цеолитов, однако некоторое количество этих элементов выносится, по-видимому, за пределы поля гидротермальной деятельности.

Цеолиты Саригухского месторождения детально изучались В.В. Наседкиным и В.Х. Наседкиной, А.Х. Мнацаканян. По данным В.В. Наседкина и В.Х. Наседкиной (1967), в интенсивно измененном порфирите устанавливается следующая последовательность образования минералов: гейландит → кальцит → серый халцедон → люсатит → морденит → халцедон → кварц. Указанные минералы образуют серию концентрических зон, внешней оболочкой которых является гейландит. По экспериментальным данным указанных исследователей, минералы эти образуются под действием гидротермальных растворов в условиях относительно низких температур и давлений: из стекла последовательно были получены монтмориллонит, гейландит и морденит (первый — как метасоматический продукт, остальные — синтезируются в растворе).

Таким образом, бентонитовые глины Саригухского месторождения следует рассматривать как метасоматиты, образовавшиеся по пирокластическим и эффузивным породам (точнее, за счет их стекловатой части) в результате обменных реакций между ними и первоначально слабо минерализованными гидрокарбонатными, почти нейтральными (слабокислыми) гидротермальными растворами со слабовосстановительными значениями E_h . Метасоматический процесс заключался по существу в умеренном выносе всех основных элементов (Si , Fe^{2+} , Mn , Ca , Na , K), привносе воды, магния и перегруппировке остаточных компонентов.

✓ Монтмориллонит представляет собой продукт перегруппировки остаточных компонентов, тогда как другие минеральные новообразования (за исключением хлорита, селадонита, иддингсита) являются собственно гидротермальными, выпавшими из тех же, но уже насыщенных, минерализованных растворов. По мере изменения параметров (повышение pH и E_h , понижение температуры и давления), из растворов последовательно осаждаются те или иные компоненты.

Железо выпадает в виде гидроокислов уже в пределах поля развития бентонитовых глин, затем более или менее последовательно

осаждаются аморфный кремнезем, цеолиты, кристаллический кремнезем, окислы и гидроокислы марганца.

В датское время завершается начавшееся еще в конце маастрихта интенсивное поднятие территории Северной Армении и освобождение ее от покрова моря, однако окончательное превращение района Саригухского месторождения в горное сооружение происходит лишь в конце эоцена.

Гипергенные процессы не внесли сколько-нибудь существенных изменений в описанную выше генетическую ассоциацию минералов, однако оказали определенное влияние на верхнюю часть толщи бентонитовых глин. По всей вероятности, это выражалось в дальнейшем выносе оснований и более глубокой гидратации породообразующего монтмориллонита.

К иному, сравнительно более распространенному, генетическому типу относится Ноемберянское месторождение бентонитовых глин. Бентониты образовались здесь в условиях верхнесенонского моря в стадию диа-эпигенеза за счет туфов кислого состава. Об образовании глины за счет туфов свидетельствуют прекрасно сохранившиеся реликтовые туфовые структуры. Достоверные источники пирокластического материала не известны; можно предположить, что образование туфов связано с более ранним (верхний сантон) очагом излияния эффузивов липаритового состава; возможно также, что образование пирокластической толщи кампана-маастрихта связано с извержениями, происходившими в полосе северных предгорий Малого Кавказа.

Пирокластический материал преимущественно накапливался в мелководной и умеренно глубоководной частях морского бассейна с нормальным солевым составом. О последнем свидетельствуют органогенные известняки с иноцерамами, морскими ежами, фораминиферами, отсутствие сколько-нибудь значительных концентраций гипса, целестина и других минералов, характерных для осадков, образовавшихся в бассейне с повышенной соленостью.

Температура кампанского моря была, по-видимому, сравнительно низкой, о чем свидетельствует исчезновение таких теплолюбивых форм, как рудисты (В.П.Ренгартен, 1941, 1959).

Можно предположить, что условия осадконакопления характеризовались умеренно отрицательными значениями ξ_h (наличие незначительного количества псевдоморфоз пирита по органическим остаткам) и слабо щелочной реакции.

О диагенетическом происхождении бентонитовых глин Ноемберянского месторождения свидетельствуют следующие факты:

1. Наличие остатков микрофауны в измененных туфах (за счет которых образовались бентонитовые глины), в вышележащих кремнистых породах (генетически связанных с бентонитами) и в самих бентонитовых глинах.

2. Характер замещения известняков (постепенно затухающий вверх по разрезу и ограниченный определенным его интервалом) кремнем и стратиграфическое взаимоотношение этих пород с бентонитовыми глинами.

3. Наличие прослоев органогенных известняков в интенсивно бентонитизированных туфах.

4. Локальное развитие бентонитовых глин в пирокластической толще верхнего сенона; типичные бентонитовые глины залегают в виде линз и прослоев сравнительно незначительной мощности среди более или менее слабо разложенных туфов.

5. Отсутствие непосредственно в поле развития бентонитовых глин вулканогенных пород — источников гидротермальных растворов.

6. Слабая интенсивность реакций обмена, в результате которых образовались бентонитовые глины; ограниченный вынос оснований, марганца, железа, что не характерно для высокотемпературных агрессивных гидротермальных растворов.

Представление о диагенетическом перерождении пирокластического материала в бентонитовые глины, как нам кажется, обосновывается главным образом результатами наблюдения над реальными геологическими объектами, в деталях же (термодинамика, химизм, продолжительность) этот процесс разработан недостаточно.

Р.Грим (1956), обобщая свои наблюдения и данные других исследователей по этому вопросу, пишет: "... процесс образования монтмориллонита является, по существу, девитрификацией природного стекла пепла и кристаллизацией монтмориллонита. Вероятно, пепел содержит избыток окиси кремния и щелочей. В некоторых случаях окись кремния остается в глине и дает начало кристобалиту. Избыток окиси кремния также является источником свободной окиси кремния в твердых кремнистых слоях, непосредственно подстилающих многие бентониты. Избыточные щелочи и щелочные земли, вероятно, растворяются в воде и уносятся. Характер заселения положений обменных катионов зависит от состава исходной воды и щелочей и щелочных земель из пепла, растворившихся в воде".

Таблица 14

Изменение количества окислов в процессе превращения вулканогенных пород
в бентониты на Ноемберянском месторождении (с учетом пористости пород)

Окислы	Туф слабо измененный, объемный вес 2,10		Бентонитовая глина, объемный вес 1,90		Вынос - привнос (кг)
	Содержание (весовые %)	Количество окислов в одном м ³ (кг)	Содержание (весовые %)	Количество окислов в одном м ³ (кг)	
SiO ₂	64,43	1353	61,43	1167	-186
Al ₂ O ₃	13,26	278	15,36	292	+ 14
Fe ₂ O ₃	4,84	102	4,17	79	- 23
FeO	0,74	16	0,29	6	- 10
CaO	2,21	46	1,68	32	- 14
MgO	1,14	24	1,69	32	+ 8
MnO	0,06	13	0,06	11	- 2
K ₂ O	2,52	53	1,55	30	- 23
Na ₂ O	1,79	38	1,33	25	- 13
Влага	3,95	83	6,84	130	+47

Основные положения здесь соответствуют наблюдаемым фактам (вызывает сомнение лишь указание о том, что кремнистые породы подстилают генетически связанные с ними бентонитовые глины, тогда как логичнее считать, что они должны быть локализованы выше, — как это и подтверждается на нашем материале), но, к сожалению, носят общий характер.

Более конкретны представления W. Keller (1957), который считает реакцию гидролиза основной причиной бентонитизации туфов.

Сравнительный анализ материала по двум месторождениям — Саригяхскому (бесспорно, гидротермальному, где направленность химического изменения туфов в бентониты более или менее ясна) и Ноемберянскому (диагенетическому) позволяет, как нам представляется, рассмотреть некоторые аспекты этого вопроса.

В процессе гидротермального и диагенетического преобразования вулканогенных пород в бентониты намечаются общие тенденции:

1. Вынос кремнезема; в обоих случаях кремнезем локализуется выше (или в пределах) горизонта бентонитовых глин в виде агатовой минерализации (гидротермальный процесс), пластообразных тел, линз и конкреций (диагенез).

2. Вынос щелочей, часть которых фиксируется в поглощенном комплексе, другая — участвует в цеолитизации.

3. Вынос кальция, который, по-видимому, является источником локальной карбонатизации бентонитов.

4. Вынос Mn и Fe , их окисление или гидратация и осаждение в пределах поля развития бентонитовых глин.

5. Привнос воды и магния.

В зависимости от условий образования бентонитовых глин, интенсивность реакций была выражена различно: в диагенезе значительно слабее, чем в гидротермальном процессе.

В условиях диагенеза марганец, железо, отчасти кальций выносятся значительно меньше: их (Mn и Fe) едва хватает для образования лишь редких и незначительных по размеру конкреций (часто смешанного марганцево-железисто-кремнистого состава); в гидротермальном же процессе марганец является источником почти промышленных скоплений, кроме того, здесь ярко выражены окремнение, цеолитизация и др.

Тем не менее перечисленные выше признаки, характерные и для диагенетического, и для гидротермального изменения, застав-

ляют думать, что общая химическая направленность процесса бентонитизации одинакова для обоих случаев.

Напрашивается вывод, что термодинамическая восприимчивость пирокластического материала в условиях диагенеза вполне достаточна для их преобразования в бентонитовые глины, однако химическая интенсивность реагента (в данном случае - поровых вод) недостаточно велика, в результате чего процесс выражен слабо.

Очевидно именно этим и объясняется неполное и неравномерное разложение пирокластического материала в пределах одной (более или менее мощной) толщи: в диагенезе возникают локальные, сравнительно благоприятные, условия для преобразования туфов в бентонитовые глины.

Изменение пепла, как указывает Р.Грим, происходит вскоре после его осаждения в морском бассейне (возможно даже одновременно с его накоплением). Однако это, по данным наших исследований, следует рассматривать как начальный этап изменения, а полное его разложение, вплоть до образования бентонитовых глин, охватывает и стадию раннего эпигенеза, о чем свидетельствует интенсивное окремнение вышележащей мощной карбонатной толщи; кремнезем, как показали полевые наблюдения и петрографические исследования, высвобождался в процессе бентонитизации.

И.И.Гинзбург (1957) указывает, что разложение силикатов и миграция SiO_2 не ограничивается только корой выветривания, а продолжается в илу и на дне водоемов; вулканогенный материал, в результате процессов растворения, коррозии и др., превращается в источник формирования минеральных новообразований в осадках уже в стадию диагенеза.

Нет сомнения, что вынос SiO_2 и его осаждение в известной мере контролировалось также процессом карбонатообразования и вышележащими карбонатными осадками.

По данным E. Dapples (1959), в результате жизнедеятельности организмов и других факторов наблюдается падение числа Н-ионов в поровой воде до слабокислой (близкой к нейтральной) и изменение ее состава. "Появляются центры локальных условий, и концентрация определенных ионов изменяется между такими локальными центрами. Короче говоря, тогда как для начальной стадии поровая вода одинакова по составу на обширной площади, в области захоронения появляется множество отдельных местных химических сред, отделенных друг от друга дюймами или футами, между которыми возни-

как градиенты диффузии по мере того, как возрастающая глубина достигает значений, свойственных среде захоронения".

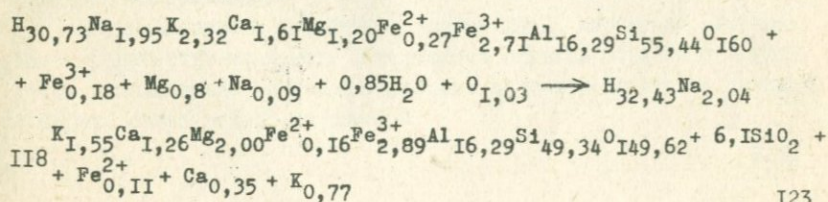
По данным того же автора, концентрация кремнезема в этих поровых водах резко возрастает по сравнению с морской водой. Можно считать, таким образом, что кремнезем привносится в поровую воду на раннем этапе морского диагенеза и постепенно достигает в ней высокой концентрации. Пересыщенные кремнеземом поровые воды, по мере уплотнения материала, отжимаются в вышележащие карбонатные осадки с высокой концентрацией Са-ионов; растворимость кремнезема в этих условиях резко уменьшается, что приводит к его осаждению и значительной концентрации в пределах горизонта бентонитовых глин или над ним (образование в дальнейшем линз, конкреций, пропластков).

Так представляется механизм замещения на Ноемберянском месторождении вышележащих карбонатных пород кремнем; им можно объяснить также постепенное ослабевание и затухание процесса замещения вверх по разрезу толщи.

Предполагается, что главной причиной выноса из пепла излишков SiO_2 (равно как и щелочей) является реакция гидролиза; судя по неравномерному и в целом слабому изменению пепла, можно заключить, что реакция протекала недостаточно интенсивно.

Это можно объяснить тем, что из активной системы стоячих вод слабо выносились растворимые продукты гидролиза и не было достаточно интенсивного дополнительного введения в нее Н-ионов. В результате щелочи, кремнезем, особенно марганец и железо выносились из силикатной массы в ограниченных количествах, что, в свою очередь, явилось причиной слабого и локального развития процесса бентонитизации; разложение пеплов до типичных бентонитовых глин происходило лишь на участках, где по тем или иным причинам возникали соответствующие благоприятные условия (жизнедеятельность организмов, возможно, температура и другие факторы).

Ниже приводится результирующая реакция изменения туфа в бентонитовую глину, рассчитанная на основании данных табл. 15.



В процессе изменения вынос и привнос элементов был весьма незначительным. В реакции в основном участвовали Н-ионы воды (и твердого вещества), т.е. гидратация вещества очевидно происходила при гидролизе.

Таблица 15

Результаты пересчета средних содержаний окислов в слабо измененных туфах и бентонитовых глинах в соответствующие им атомные количества

Окис- лы	Содержание в пересчете на сухое вещество, %		Эле- мен- ты	Пересчет на 160 ато- мов кислорода		Вынос и привнос катионов в процес- се измен., считая со- держ. Al постоянным
	Туф слабо измененный	Бентонито- вая глина		Туф слабо измененный	Бентонито- вая глина	
SiO ₂	70,10	67,57	Si	55,44	49,34	-6,10
Al ₂ O ₃	12,88	13,87	Al	16,29	16,29	
Fe ₂ O ₃	4,29	4,96	Fe ³⁺	2,71	2,89	+0,18
FeO	0,42	0,26	Fe ²⁺	0,27	0,16	-0,11
MgO	1,27	2,29	Mg	1,20	2,00	+0,80
CaO	1,90	1,62	Ca	1,61	1,26	-0,35
MnO	0,01	0,01	Mn	0,005	0,005	
Na ₂ O	1,24	1,40	Na	1,95	2,04	+0,09
K ₂ O	2,31	1,68	K	2,32	1,55	-0,77
H ₂ O	5,83	6,66	H	30,73	32,43	+1,70
(n.n.n.)			O	160,00	149,62	-10,38

1. В районе Саригяхского месторождения распространены следующие основные типы пород, пространственно и генетически связанные с бентонитовыми глинами: плагиоклазово-пироксеновые порфириты базальтовые и андезитовые, флюидальные андезито-дацитовые лавы, туфы, туфопесчаники.

2. Бентонитовые глины образовались главным образом за счет туфов, лав и отчасти порфиритов.

3. Соответственно на месторождении развиты:

- а. Бентонитовые глины с реликтовой пепловой структурой;
- б. Бентонитовые глины с реликтовой перлитовой структурой;
- в. Бентонитовые глины с реликтовой порфировой структурой.

В глинах с реликтовой пепловой структурой выделяются следующие петрографические разновидности:

- а. Глины с реликтовой пористой (пемзой) структурой;
- б. Глины с реликтовой флюидальной структурой;
- в. Глины с реликтовой беспорядочной туфовой структурой.

4. В бентонитовую глину превращается не вся порода, а лишь стекловатая ее составляющая: кристаллическая фаза сохраняется свежей (плагиоклазы, моноклинный пироксен) или изменяется (ромбический пироксен, оливин) с образованием идингсита, селадонита и других (неглинистых) минералов.

5. Породообразующим и единственным глинистым минералом в глинах является монтмориллонит.

Из неглинистых минералов в них (как второстепенные примеси) присутствуют: кристобалит, цеолит, полевые шпаты.

Глинистая фракция глин и сами глины почти не отличаются между собой по составу глинистых и неглинистых минералов.

6. Обнаруженные в бентонитовых глинах и вмещающих породах минералы генетически подразделяются на вулканогенные, терригенные и гидротермальные.

К вулканогенным относятся: плагиоклазы, пироксены, оливин, апатит, магнетит-ильменит. Встречаются главным образом в порфиритах, значительно реже в флюидальных андезито-дацитовых лавах и туфах, очень редко — в глинах.

К гидротермальным относятся: пирит, пиролюзит, кварц, кристобалит, халцедон, опал, цеолит, барит, кальцит, идингсит, хлорит, селадонит, монтмориллонит.

К терригенным относятся минералы, обнаруженные в туфопесчаниках; из глинистых к ним относятся смешанно-слоистый минерал типа гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда.

7. Превращение вулканогенных пород в бентонитовые глины происходит в результате воздействия на них гидротермальных растворов. Об этом свидетельствуют следующие факты.

А. В бентонитовые глины превращены не только пирокластические, но и эффузивные породы (порфиры, лавы).

Б. Наличие в глинах барита, цеолитов, кристаллического кальция, кристобалита, опала, халцедона, пирита, пиролюзита.

В. Пространственная и генетическая связь бентонитовых глин с месторождениями агата и марганца, гидротермальное происхождение которых не вызывает сомнения.

Г. Наличие селадонита как продукта изменения пироксенов в порфирах.

8. Гидротермальные растворы генетически связаны с крупными дайкообразными телами базальтовых порфиритов, прорывающими на территории месторождения вулканогенно-осадочную толщу, в которой локализованы месторождения бентонитовых глин, агата и марганца.

9. Особенности изменения вулканогенных пород, характер общей минерализации в измененных породах, а также состав и содержание в них микроэлементов позволяют считать, что:

А. Гидротермальные растворы представляли собой не типичные рудоносные гидротермы, а по природе своей походили на термальные воды, развитые в областях современного вулканизма.

Б. Термальные воды были гидрокарбонатно-хлоридного состава.

В. Они характеризовались сравнительно низкой температурой, слабокислой реакцией (pH) и слабо-восстановительными - слабо-окислительными значениями Eh .

Об этом свидетельствуют следующие факты:

А. В процессе бентонитизации происходит не только полная перегруппировка компонентов, но и значительный их вынос; в числе других элементов выносятся также железо и марганец, хотя не в столь значительном количестве, как это имеет место при ультракислом типе выщелачивания, но все же достаточно интенсивно для целочных растворов.

Б. Почти полностью отсутствует сульфидная или сульфатная минерализация: железо выпадает в виде гидроокислов; пирит, ба-рит, целестин встречаются чрезвычайно редко; марганец осаждается в окисной и гидроокисной форме.

В. В районе месторождения отсутствуют продукты кислотного выщелачивания (вторичные кварциты, каолиниты, диаспоры и др.).

Г. Имеет место более или менее выраженная карбонатизация пород.

Д. Значительное преобладание в поглощенном комплексе катионов Na и Ca^{+2} , а также их соотношение с K и Mg^{+2} .

10. Перечисленные факты согласуются с данными исследования областей современного вулканизма, в которых массовая монтмориллонитизация вулканогенных пород происходит под воздействием слабых кислых гидрокарбонатных поровых растворов в зоне разгрузки щелочных вод.

11. Указанные выше свойства термальных растворов обусловили характер изменения вмещающих пород и особенности бентонитизации их на Саригяхском месторождении; процесс бентонитизации выражался в умеренном выносе почти всех компонентов (по-видимому, за исключением алюминия и титана), в привносе воды, магния и трехвалентного железа, а также в полной перегруппировке остаточных компонентов.

12. Монтмориллонит представляет собой продукт перегруппировки остаточных компонентов, поэтому бентонитовые глины следует рассматривать как метасоматиты, возникшие в результате обменных реакций между породой и растворами.

13. В зависимости от интенсивности этих реакций происходит следующее изменение пород и минералов: моноклинный пироксен почти всегда остается свежим; лишь в наиболее интенсивно измененных породах плагиоклазы подвергаются слабой кальцитизации и пелитизации; гиперстен замещается карбонатом, цеолитом, селадонитом (часто вокруг такого измененного зерна образуется хлоритовая оторочка); по оливину развивается иддингсит, хлорит, мелкозернистый кремнистый минерал, иногда кальцит; в слабоизмененных породах по вулканическому стеклу развиваются хлорит, кристобалит, очень редко - адуляр, в интенсивно измененных породах стекло замещается монтмориллонитом; поры в породе, в зависимости от степени ее изменения, выполняются селадонитом, тонкоочешуйчатым хло-

ритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом, кристобалитом, кварцем.

Таким образом, по степени устойчивости минералы можно расположить в следующий ряд: моноклинный пироксен, плагиоклазы, ромбический пироксен, вулканическое стекло, оливин.

14. Первоначальные "стерильные", слабо минерализованные гидротермальные растворы в результате взаимодействия с вмещающими породами также метаморфизуются, резко обогащаясь щелочами, щелочными землями, марганцем, железом, кремнеземом. По мере продвижения к поверхностной зоне, pH , Eh и концентрация растворов постепенно возрастают и указанные компоненты фиксируются в породах в зависимости от изменяющихся геохимических параметров среды. Так, определенные геохимические барьеры (постепенное повышение pH и Eh) приводят к сепарации марганца и железа и раздельному их осаждению, выпадение же кремнезема происходит из пересыщенных растворов и контролируется концентрацией; магний и часть кальция захватывается монтмориллонитом, другая часть Ca осаждается в виде тонкодисперсного кальцита. Щелочи участвуют в образовании минералов поздней генерации.

15. Бентонитовые глины Ноемберянского месторождения образовались за счет пемзовых туфов кислого состава в условиях верхне-сенонского моря с нормальным солевым режимом и температурой в стадию диа-эпигенеза.

16. О диагенетическом происхождении бентонитовых глин свидетельствуют следующие факты:

А. Наличие остатков микрофауны в измененных туфах (за счет которых образовались бентонитовые глины), в вышележащих кремнистых породах (генетически связанных с бентонитами) и в самих бентонитовых глинах.

Б. Характер замещения известняков кремнем и стратиграфическое взаимоотношение этих пород с бентонитовыми глинами.

В. Наличие прослоев органогенных известняков в интенсивно бентонитизированных туфах.

Г. Локальное развитие бентонитовых глин в пирокластической толще верхнего сенона; типичные бентонитовые глины залегают в виде линз и прослоев сравнительно незначительной мощности среди более или менее слабо разложенных туфов.

Д. Отсутствие непосредственно в поле развития бентонитовых

глин вулканогенных пород — источников гидротермальных растворов.

Б. Слабая интенсивность реакций обмена, в результате которых образовались бентонитовые глины.

17. Бентонитизация туфов происходит в результате обменных реакций (главной из которых является гидролиз, сопровождающийся гидратацией) между придонной водой и стекловатой частью туфа.

18. В стадию диагенеза возникают локальные, сравнительно более благоприятные, условия, в которых процесс изменения туфов протекает значительно интенсивнее — вплоть до образования типичных бентонитовых глин; в результате последние образуют маломощные прослои и линзы, прослеживающиеся как по простиранию, так и в разрезе пирокластической толщи.

19. В зависимости от интенсивности процесса бентонитизации монтмориллонит развивается по тем или иным компонентам породы; намечаются следующие стадии образования монтмориллонита, отражающие интенсивность этого процесса:

А. Монтмориллонит развивается по обломкам пемзы, в частности, вдоль трубчатых пор.

Б. Монтмориллонит развивается и по трещинкам в породе, ориентированным обычно вдоль сланцеватости.

В. Монтмориллонитизации подвергаются пепловые осколки со стекловатой массой. На некоторых участках монтмориллонитом замещается сама стекловатая масса.

Г. Монтмориллонит развивается по стекловатому базису, связующей массе и пемзовым обломкам.

На этой стадии отдельные участки стекла замещаются тонкочешуйчатым хлоритом; в глинистой массе присутствуют гидроокислы железа (примазки, налеты) и мельчайшие агрегаты кремнистого вещества.

Д. Помимо всех прочих компонентов, монтмориллонитизации почти нацело подвергается и стекловатая связующая масса; процесс бентонитизации выражен наиболее интенсивно; нередко на этой стадии глины теряют реликтовые структурно-текстурные признаки; в ассоциации с монтмориллонитом главным образом встречается кремнистый минерал (исключая фенокристаллы, которые сохраняются почти свежими) в виде более или менее крупных монокристаллов.

20. В процессе гидротермального и диагенетического преобразования вулканогенных пород в бентонитовые глины намечаются общие тенденции, выражающиеся в выносе кремнезема, щелочей, кальция, марганца, двухвалентного железа и в привносе воды, магния и трехвалентного железа (за счет окисления и гидратации Fe^{+2}).

В зависимости от условий образования бентонитовых глин, интенсивность реакций (соответственно и вынос указанных элементов) была выражена различно: в диагенезе значительно слабее, чем в гидротермальном процессе; в основном этим объясняется сравнительно слабое разложение туфов и локальное развитие типичных бентонитовых глин на Ноемберянском месторождении.

- Авакян Г.С. Условия образования Саригхского месторождения бентонитовых глин. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
- Азарян Н.Р.,
Акопян В.Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. Докл.АН Арм.ССР, т.ХХУШ, № 2, 1959.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
- Атабекян А.А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р.Агстев (Акстафа). Изв.АН Арм.ССР, 1952, 8, № 4.
- Веденеева Н.Е.,
Викулова М.Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. Госгеолиздат, 1952.
- Викулова М.Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Викулова М.Ф. Применение электронного микроскопа для изучения состава и строения тонкодисперсных пород и минералов. Тр.ВСЕГЕИ, 1950, № 2.
- Викулова М.Ф. Процессы глинообразования в осадочных толщах. В кн. "Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР". АН СССР, 1958.
- Винчел А.Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949.
- Гаррелс М.Р. Растворы, минералы, равновесия. Изд. "Мир", М., 1968.
- Гинзбург И.И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород. Тр.ИГН АН СССР, 1941, вып. 41.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов. Сб. "Вопросы минералогии, геохимии и петрографии", посвящ. памяти акад. А.Е. Ферсмана. Изд. АН СССР, 1946.

- Гинзбург И.И. Минералы древней коры выветривания Урала. АН СССР, 1951.
- Гинзбург И.И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Изд. Львов. ун-та, 1957.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание слюды и хлоритов. В кн. "Вопросы петрографии и минералогии", т. 2, М., АН СССР, 1958.
- Горбунов Н.И.,
Цурюпа И.Г.,
Шурыгина Е.А. Рентгенограммы и кривые обезвоживания. Изд. АН СССР, 1952.
- Грим Р. Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. Изд. "Мир", М., 1967.
- Джрбашян Р.Т.,
Елисеева О.П.,
Мнацаканян А.Х. и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. "Наука", М., 1968.
- Звягин Б.Б. Электронографическое исследование минералов монтмориллонитовой группы. ДАН СССР, 1952, т. 86, № 1.
- Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Гостоптехиздат, 1959.
- Киреев В.А. Курс физической химии. Госхимиздат, 1951.
- Китайгородский А.И. Рентгеноструктурный анализ. М-Л, Гостехиздат, 1950.
- Коссовская А.Г.,
Шутов В.Д. Факторы, определяющие минеральный состав глинистых пород в платформенных и геосинклинальных областях. В кн. "Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР". Изд. АН СССР, 1958.

- Коссовская А.Г. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. Вopr. минер. осад. обр., кн. 3-4. Изд. Львов. гос. ун-та, 1958.
- Краускопф К.Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. В кн. "Геохимия литогенеза". Изд. ИЛ, М., 1963.
- Куадже М.И. Материалы по составу и свойствам монтмориллонитовых глин. Тр. Мин. музея АН СССР, вып. 5, 1953.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXV, № 4, 1949.
- Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулкано-генных областях. Изд. АН СССР, 1963.
- Наковник Н.И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. Всес. мин. общ., вт. серия, 1958, часть 87, вып. 4, стр. 401-417.
- Наседкин В.В., Наседкина В.Х. Цеолиты из Саригухского месторождения бентонитовых глин Арм. ССР. В кн. "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы". Изд. "Наука", 1967.
- Окамото Г. и др. Свойства кремнезема в воде. В кн. "Геохимия литогенеза". Изд. ИЛ, М., 1963.
- Паффенгольц К.Н. Армутлы - Кульп. ОНТИ, М-Л, 1934.
- Паффенгольц К.Н. Юрский и меловой вулканизм. Геология СССР. Изд. АН Арм. ССР, 1947.

- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд.АН АрмССР, 1960.
- Преображенский И.А., Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, Саркисян С.Г. 1954.
- Ратеев М.А. Минералогический состав тонкодисперсных морских осадков. Тр.Гос.океан.ин-та, 1948, вып.5/17.
- Ратеев М.А. Глинистые минералы и их фациальная приуроченность в водоемах гумидных зон. В кн. "Исследования и использование глин". Изд. Львов.гос.ун-та, 1958.
- Ратеев М.А. Пространственное размещение глинистых минералов в современных и древних водоемах и их генетические связи с физико-географическими факторами осадкообразования. В сб. "Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР". Изд.АН СССР, 1958.
- Ренгартен В.П. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. В кн. "Геология СССР", т.10, 1941, ч.1, Закавказье,
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений М.Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. Изд.АН СССР, 1959.
- Сатиан М.А. Очерк литологии меловых отложений Северной Армении и палеогеографических условий их накопления. Изв.АН Арм.ССР, 1959, т.ХП, № 3.
- Сауков А.А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.
- Сердюченко Д.П. Хлориты, их химическая конструкция и классификация. Труды ИГН АН СССР, 1953, вып.140.
- Страхов Н.М. К познанию диагенеза. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн.3-4. Изд.Львов. гос.ун-та, 1956.

- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. тт. I, II и III. АН СССР, 1960, 1962.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Гостоптехиздат, 1958.
- Тихомиров В.В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1950 сер. геол., вып. 123, № 44.
- Уивер Ч.Е. Петрология глинистых отложений. В кн. "Вопросы минералогии глин". ИЛ, 1962.
- Хаин В.Е. Меловые отложения северных предгорий Малого Кавказа между Кировабадом и Казахом. Изв. АН Аз. ССР, 1947, серия геол.-хим., вып. 3, № II
- Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геология, 1949, № 39.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
- Эймс Л.Л.,
Санд Л.Б. Бентонитовое месторождение Гектор, Калифорния. В кн. "Вопросы минералогии глин". Изд. ИЛ, М., 1962.
- Alexander G.B.,
Heston W.M.,
Iler H.K. The solubility of Amorphous Silica in Water. I. Phys. Chem. 58 (1954).
- Aoki F. J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sect. 72 (17), 1951.
- Dapples E.C. The behavior of silica in diagenesis "Silica in sediments", Tulsa, Oklahoma, 1959.
- Keller W.D. The principles of chemical weathering. Lucas Prothers Publishers Colombia, Missouri, 1957.
- Krauskopf K.B. The geochemistry of silica in sedimentary environments. "Silica in sediments", Tulsa, 1959.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В в е д е н и е	5
Глава I. Методика исследований	6
Глава II. Краткий геологический очерк Иджеванского и Ноемберянского районов Армянской ССР	12
Глава III. Основные черты геологического строения Саригяхского месторождения	18
✓ Глава IV. Петрография и минералогия бентонитовых глин и вмещающих пород Саригяхского месторождения	27
1. Вмещающие породы	-
2. Бентонитовые глины	31
А. Петрографическая характеристика	-
Б. Гранулометрия	35
В. Минеральный состав	37
3. Характеристика химического состава бентонитовых глин и вмещающих пород	55
А. Породообразующие элементы	-
Б. Малые элементы	61
В. Состав обменных катионов и общая емкость поглощения	65
Глава V. Основные черты геологического строения Ноемберянского месторождения	69
Глава VI. Петрографо-минералогическая характеристика бентонитовых глин и вмещающих пород Ноемберянского месторождения	75
1. Вмещающие породы	-
2. Бентонитовые глины	80
3. Гранулометрия бентонитовых глин	83
4. Минеральный состав бентонитовых глин	84
5. Химический состав бентонитовых глин и вмещающих пород	101
Глава VII. Условия образования бентонитовых глин Саригяхского и Ноемберянского месторождений	107
Основные выводы	125
Л и т е р а т у р а	131

ИВАН ХОРЕНОВИЧ ПЕТРОСОВ
ПЕТР ПЕТРОВИЧ ЦАМЕРЯН

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН САРИГЮХСКОГО И
НОЕМБЕРЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

*Печатается по решению ученого совета института
геологических наук АН Армянской ССР*

Ответственный редактор М. А. Сатиан
Редактор издательства В. Б. Андреасян
Технич. редактор Р. Х. Геворкян



ВФ 03909

Изд. 3302

Заказ 314

Тираж 350

Сдано в производство 28/IV 1971 г., подписано к печати 14/V 1971 г.

Печ. л. 8,63, изд. л. 7,7. Бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Цена 87 коп.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин.

Цена 87 к.

17947