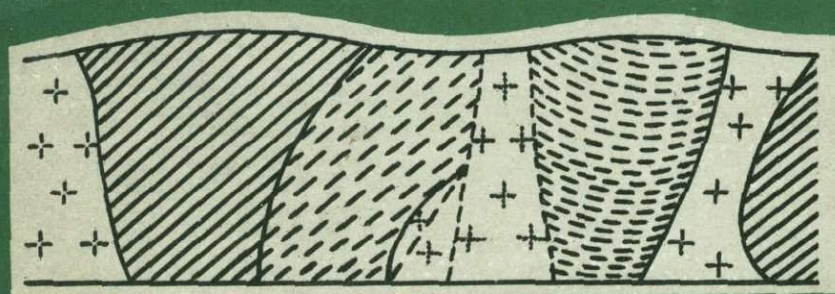


С. С. ЧЕКИН

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ  
КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ИРКУТСКОГО  
АМФИТЕАТРА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии

551.311

С. С. ЧЕКИН

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ  
КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ИРКУТСКОГО  
АМФИТЕАТРА

819



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1973



В монографии излагаются результаты изучения нижнемезозойской коры выветривания и месторождений нижнеюрских осадочных каолиновых глин Иркутского амфитеатра. Рассматривается общее положение коры выветривания в амфитеатре и соседних регионах. Описан вещественный состав коры выветривания на разных породах — гранитах, гнейсах, амфиболитах, биотитовых сланцах, кварцитах и доломитах.

Приводится детальная характеристика главнейших минералов коры выветривания на алюмосиликатных породах — каолинита, монтмориллонита, нонтронита, гидробиотита и др. Показано практическое значение коры выветривания на гранитах как потенциального источника каолинов и полевого шпата и на биотитовых сланцах — вермикулита. Рассматриваются постседиментационные изменения каолинита и ассоциирующихся с ним минералов железа.

Работа представляет интерес для геологов и минералогов, занимающихся изучением древних кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых.

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук, профессор В.П. ПЕТРОВ

## ВВЕДЕНИЕ

В южной части Иркутского амфитеатра сконцентрированы крупнейшие месторождения высококачественных каолиновых глин, издавна используемых в керамической промышленности и представляющих собой потенциальный источник сырья для производства алюминия. В настоящее время накоплен значительный фактический материал, свидетельствующий о том, что эти месторождения каолиновых глин образовались в результате размыва и перетолжения каолиновых продуктов коры выветривания, хотя ранее предполагалось их образование как остаточного материала.

Реликты древней мощной коры выветривания известны во многих районах Иркутского амфитеатра. Кора выветривания развита на породах архейского, протерозойского, кембрийского, ордовикского и триасового возрастов. Многие проявления коры выветривания уже изучались и описывались, однако авторы обычно рассматривали отдельные толщи выветрелых пород как местные образования и судили о возрасте кор выветривания по местным признакам. Однако, не учитывая такой специфической особенности коры выветривания, как ее одновременное развитие на громадных территориях, невозможно было правильно интерпретировать возрастные пределы коры выветривания, основные закономерности ее формирования и условия сохранности и размыва.

Изучение коры выветривания Иркутского амфитеатра весьма осложнено тем, что она подвергалась интенсивному размыву и сейчас мы можем видеть обычно только глубокие языки линейной коры выветривания, входящей в толщу свежих пород; поэтому в ряде случаев для понимания строения коры выветривания приходится проводить ее реконструкцию. Другой трудностью изучения коры выветривания является то, что она после своего формирования в результате тектонических подвижек была поднята на разные уровни. Такое расположение останцев коры выветривания на разных геоморфологических уровнях дало основание ряду авторов считать их разновозрастными образованиями.

Диагностика пород коры выветривания в ряде случаев представляет трудную задачу и часто можно встретить описания, в которых как остаточные коры выветривания выделяются горизонты каолиновых глин, залегающие среди различных осадков и имеющих явно седиментационный генезис.

На о-ве Ольхон сейчас видны наиболее мощные реликты коры выветривания. Еще в 1879 г. И.Д. Черский (1880) описал каолиновые продукты разрушения полевошатовых и роговообманковых пород. Б.Н. Артемьев (1926) в обстоятельном очерке по геологии Приольхонья привел описание проявлений марганцевых и железных руд, связанных с рыхлыми

продуктами поствулканического (гидротермального) и гипергенного изменения пород. В монографии, посвященной марганцевым месторождениям СССР, А.Г. Бетехтин (1946) описал Озерское рудопроявление и указал, что руды здесь связаны с "корой глубокого выветривания". В многочисленных геологических отчетах и публикациях также встречаются отрывочные описания выветрелых пород, образование которых, как правило, связывалось с местными причинами – гидротермальным изменением или современным выветриванием. Специального изучения этих продуктов выветривания не проводилось.

Однако в 1953 г. Е.В. Павловский на основании детальных исследований геологии Западного Прибайкалья впервые пришел к выводу, что выветрелые породы о-ва Ольхон и Приольхонья – это реликты единой древней коры выветривания, возраст которой он определил как предмиоценовый, на основании налегания на нее миоценовых осадков (Павловский, Ескин, 1964).

В дальнейшем В.В. Ламакин (1960, 1961), изучивший проявления коры выветривания Западного Прибайкалья уже с геоморфологических позиций, показал, что они повсеместно приурочены к реликтам пенепленизированной поверхности предположительно верхнемелового – палеогенового возраста.

С этого времени резко возрос интерес к проявлениям древней коры выветривания как потенциальному источнику различных полезных ископаемых.

Автор настоящей работы, посетивший в 1961 г. ряд проявлений коры выветривания на северо-западном побережье о-ва Ольхон (указанных в личной беседе В.В. Ламакиным) обнаружил здесь мощные залежи первичных каолинов, образовавшихся по гранитам (Чекин, 1962, 1968<sub>2</sub>).

В результате геолого-поисковых и тематических работ иркутских геологов в Западном Прибайкалье были описаны новые проявления пород коры выветривания. Наиболее детальные исследования коры выветривания проводились В.Г. Рыбаковым, результаты которых были суммированы в небольшой статье (Рыбаков, 1964).

Условия залегания коры выветривания о-ва Ольхон и Приольхонья рассмотрены в монографии Н.А. Логачева, Т.К. Ломоносовой и В.М. Климановой (1964), посвященной кайнозойским отложениям Иркутского амфитеатра. Эти авторы показали, что кора выветривания имеет линейный характер, обусловленный линейной структурой фундамента, его петрографической неоднородностью и глубиной денудационного среза. Однако в этих работах изучению вещественного состава пород коры выветривания уделялось мало внимания и заключения о каолиновом, каолинит-гидрослюдистом или монтмориллонитовом профиле коры выветривания делались на основании лишь приближенных определений. Зональность коры выветривания, отмеченная В.Г. Рыбаковым и Н.А. Логачевым, также не могла получить правильной генетической интерпретации из-за отсутствия детальных исследований минералов коры выветривания, их взаимоотношений и последовательности образования.

Сведения о проявлениях коры выветривания в Восточном Саяне очень скудны. Вероятно, это связано с плохой изученностью выветрелых пород. Наиболее детально изучалась кора выветривания на месторождении

карбонатитов (Писемский, Зверева, 1962; Зверева; Гуреев, 1963; Зверева, Гуреев, Егоров, 1963).

В Иркутском бассейне многие исследователи, после Ю.А. Жемчужникова (1926), в качестве коры выветривания карбонатных пород кембрия выделяли толщу кремнево-глинистой брекчии и перекрывающих ее каолинитовых глин (Щербаков, 1958; Бессолицын, Файнштейн, 1963). Однако наши исследования, проведенные в 1960–1961 гг. (Чекин, 1962), показали, что эти каолинитовые глины представляют собой осадочные породы.

В Тулунском районе в 1958 г. была впервые описана (Китайник, 1958) кора выветривания на траппах.

Автору настоящей работы удалось изучить и сопоставить ряд проявлений коры выветривания на территории Иркутского амфитеатра в региональном плане. Особое внимание было уделено изучению минералогии коры выветривания на о-ве Ольхон, где она имеет хорошую сохранность, большую мощность и развита по докембрийским метаморфическим и изверженным породам разнообразного состава; кроме того, кора выветривания на о-ве Ольхон доступна изучению в естественных обнажениях. Несмотря на эти положительные качества ольхонской коры выветривания, которые в общем характеризуют ее как классический пример древней коры выветривания, вещественный состав ее почти не изучался.

Минералого-петрографическое изучение образцов проводилось с помощью комплекса методов, хорошо известных и описанных во многих руководствах и справочниках по исследованию глин. Основное внимание уделялось микроскопическому исследованию глинистых пород в шлифах. Химические анализы образцов были выполнены М.Г. Замуруевой в химико-аналитической лаборатории отдела неметаллических полезных ископаемых и в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Объемные веса определены в лаборатории физико-механических исследований горных пород Е.А. Саниной и З.Г. Хаустовой. Рентгенограммы большей части образцов получены в рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ АН СССР и в рентгеноструктурной лаборатории ГИН АН СССР.

Существенную помощь в интерпретации рентгенограмм и дифрактограмм образцов постоянно оказывали старшие научные сотрудники В.А. Дриц (ГИН АН СССР) и С.И. Берхин (ИГЕМ АН СССР). Дифференциальные кривые нагревания получены Н.Ф. Соловьевой в термоаналитической лаборатории, а электронно-микроскопические фотографии – Н.Д. Самогиным в электронно-микроскопической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Значительную помощь при разработке отдельных вопросов оказали старшие научные сотрудники П.П. Смолин, В.И. Финько, П.П. Токмаков, А.П. Никитина, И.З. Корин, им автор приносит большую благодарность.

Все исследования проводились под непосредственным научным руководством доктора геол.-мин. наук, профессора В.П. Петрова, которому автор выражает свою глубокую признательность.

## ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Районы исследований расположены в пределах южной части Иркутского амфитеатра (фиг. 1), представляющего собой крупную структурную единицу Сибирской платформы.

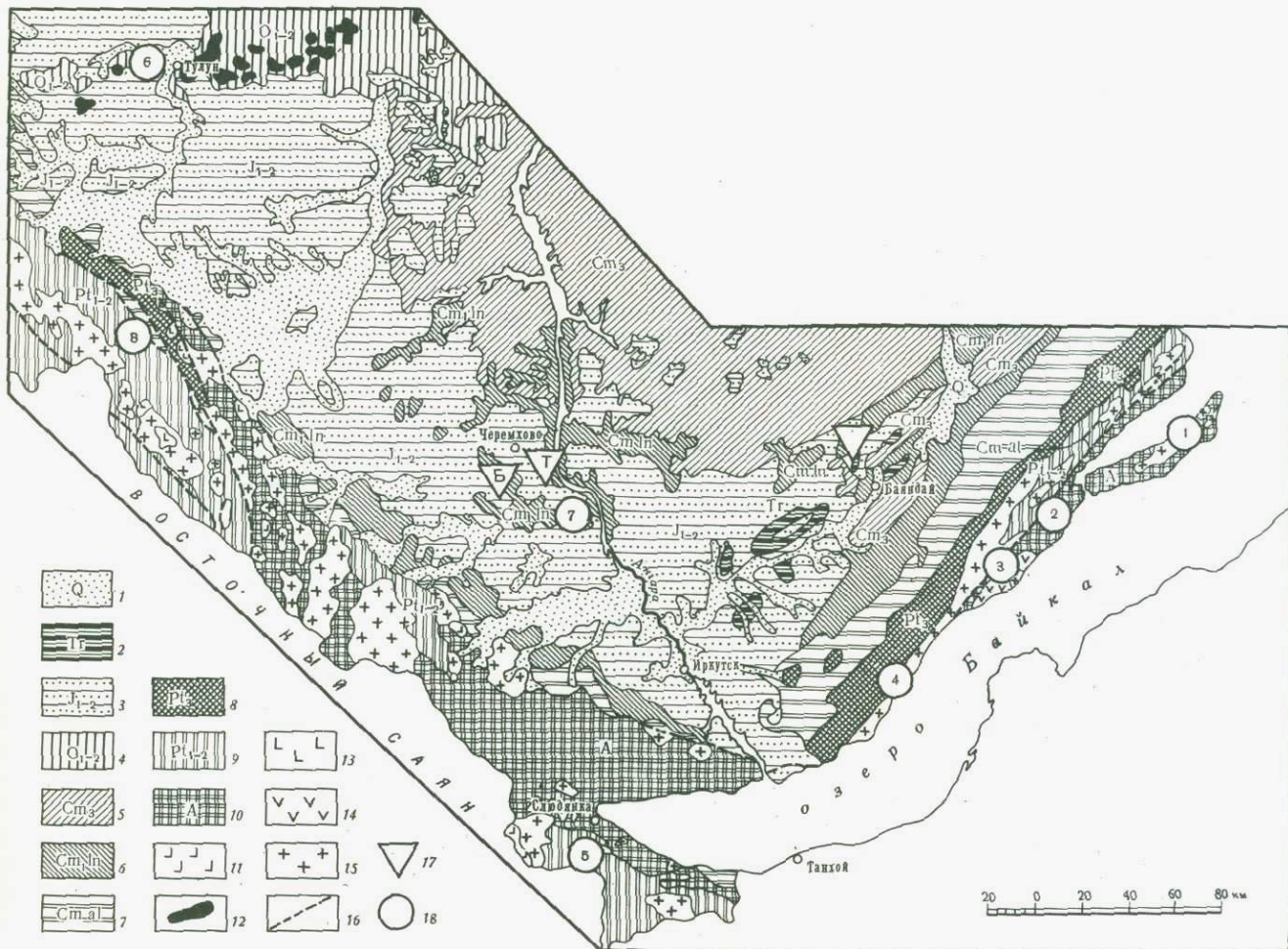
Большинство исследователей включают в Сибирскую платформу часть горного обрамления Иркутского амфитеатра и предполагают (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957), что северо-восточный склон Восточно-Саянского нагорья, южное побережье оз. Байкал и западная часть Байкало-Патомского нагорья представляют собой внешний край докембрийской складчатой зоны, древнего фундамента платформы, поднятого новейшими движениями. На севере Иркутский амфитеатр граничит с Тунгусской синеклизой, от которой отделяется пологим вапообразным поднятием, простирающимся в широтном направлении от Енисейского кряжа.

В Иркутском амфитеатре выделяются (Одинцов, Флоренсов, Хренов, 1957) внутреннее поле, где древний докембрийский фундамент погребен под осадочным чехлом палеозойских и мезозойских отложений, и окаймляющие его краевые антеклизы — Прибайкальская и Саяно-Енисейская, в которых фундамент платформы приподнят и обнажен. На южной окраине внутреннего поля амфитеатра выделяется мезозойский прогиб, выполненный юрскими осадками и широко известный под названием Иркутского угленосного бассейна.

Выделяемые структуры различаются и в геоморфологическом отношении. Внутреннее поле амфитеатра характеризуется слабо расчлененным холмисто-увалистым рельефом с абсолютными отметками менее 800 м. От истока р. Ангары в северо-восточном направлении протягивается полоса предгорий Байкальского хребта — Оюотская, Манзурская и Приленская возвышенности, в северо-западном направлении — полоса предгорий Восточного Саяна. Эта переходная область внутреннего поля амфитеатра к горным частям характеризуется расчлененным рельефом с абсолютными отметками 800–1000 м. Горные обрамления Иркутского амфитеатра — Восточный Саян, Приморский и Байкальский хребты характеризуются резко расчлененным рельефом с абсолютными отметками 1000–1500 м.

В пределах изученной части амфитеатра развиты образования архейского, протерозойского, кембрийского, ордовикского, триасового, юрского и кайнозойского возрастов.

Кора выветривания достоверно установлена лишь на породах нижнетриасового возраста и более древних под среднелайсовыми и более



Фиг. 1. Схема геологического строения южной части Иркутского амфитеатра

1 - четвертичные аллювиальные и другие отложения; 2 - третичные песчано-глинистые и карбонатные отложения; 3 - юрские угленосные песчано-глинистые отложения; 4 - ордовикские песчано-глинистые и карбонатные отложения; 5 - верхнекембрийские песчано-глинистые и сульфатно-карбонатные отложения; 6 - нижнекембрийские (ленский ярус) сульфатно-карбонатные отложения; 7 - нижнекембрийские (алданский ярус) песчано-глинистые и карбонатные отложения; 8 - верхнепротерозойские песчано-глинистые и карбонатные отложения; 9 - ниже- и среднепротерозойские эффузивно-терригенные и метаморфические породы; 10 - архейские метаморфические и изверженные породы преимущественно кислого состава; 11-15 - изверженные породы: 11 - кайнозойские базальты, 12 - нижнетриасовые долеритовые траппы, 13 - палеозойские ультраосновные и щелочные породы, 14 - протерозойские основные и ультраосновные породы, 15 - протерозойские и палеозойские граниты; 16 - линии разломов; 17 - месторождения каолиновых глин: Б - Бельское, Т - Трошковское, К - Каменское; 18 - проявления мощной коры выветривания: 1 - Ольхонское, 2 - Тажеранское, 3 - Озерское, 4 - Харгинское, 5 - Слюдянское, 7 - Иркутское, 6 - Восточно-Саянское, 8 - Тулунское

молодыми осадками. Поэтому все породы района целесообразно объединить в следующие три комплекса:

1) досреднетриасовый комплекс изверженных, метаморфических и осадочных пород, которые представляли или могли представлять собой субстрат коры выветривания;

2) нижнемезозойский комплекс выветрелых пород — кора выветривания;

3) мезокайнозойский (посленижнелейасовый) комплекс осадочных пород, в накоплении которых в той или иной мере могли участвовать продукты нижнемезозойской коры выветривания.

### Досреднетриасовый комплекс пород

В состав этого комплекса входят архейские и протерозойские метаморфические и осадочные породы, а также изверженные породы докембрия и палеозоя, слагающие Саяно-Байкальское нагорье, и кембрийские и ордовикские осадочные породы и триасовые траппы, широко развитые в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра.

По составу пород досреднетриасового комплекса в районе можно выделить следующие главные области распространения алюмосиликатных, кварцево-карбонатных и карбонатных пород. Алюмосиликатные породы приурочены к краевым антеклизам амфитеатра — Прибайкальской и Саяно-Енисейской, где они представлены преимущественно гранитными интрузиями архейского, протерозойского и палеозойского возраста, архейскими мигматитами и гнейсами различного состава, а также нижне- и среднепротерозойскими эффузивными кислыми и основными породами. В этой области преобладают кислые породы, а основные породы встречаются реже.

На северо-западе Иркутского бассейна выделяется крупное поле нижнетриасовых траппов. Существенно карбонатные породы нижне- и среднекембрийского возраста приурочены к территории Иркутского бассейна. Они отделены от области распространения алюмосиликатных пород полосой кварцево-карбонатных пород, которая на востоке и юго-западе сложена верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями, а на севере и северо-западе — верхнекембрийскими и ордовикскими отложениями.

Архейские образования широко распространены в пределах Саяно-Байкальского нагорья, где они представлены глубокометаморфизованными породами — биотитовыми, амфиболовыми, гранатовыми и пироксеновыми гнейсами, мигматитами, мраморами и кварцитами. Архейскими породами сложены три серии: шарьжелгайская, слюдянская и ольхонская.

На породах ольхонской серии широко развита кора выветривания, поэтому приведем их более детальную характеристику. Породы ольхонской серии архея выходят на о-ве Ольхон и близлежащих участках западного и восточного побережий Байкала. По данным Е.В. Павловского и А.С. Ескина (1964), в составе ольхонской серии выделяются следующие свиты (снизу вверх):



а) хобойская свита парагнейсов и парасланцев, включающая биотитовые и биотит-графитовые плагиогнейсы и гнейсы, биотит-гранатовые и биотит-гранат-графитовые плагиогнейсы, графит- и гранатосодержащие кварциты, диоксидсодержащие плагиогнейсы и плагиоклазовые кристаллические сланцы, роговообманковые плагиогнейсы и роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, видимая мощность свиты 125-150 м;

б) хужирская свита мраморов и кварцитов с незначительным количеством пироксенсодержащих пород, в составе которой выделяются нижняя эренхейская подсвита ритмично чередующихся мраморов и кварцитов мощностью 400-500 м и верхняя шаманская подсвита графитовых мраморов мощностью 0-300 м;

в) уланнурская свита гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, в которой главная роль принадлежит амфиболитам, амфиболсодержащим плагиогнейсам, подчиненное значение имеют биотит-гранатовые, диоксидсодержащие и гранатовые амфиболиты, мощность свиты около 600-700 м;

г) ташкайская свита амфиболитов, роговообманковых и других гнейсов и кристаллических сланцев, мощность свиты (видимая) 300 м.

Общая мощность ольхонской серии составляет около 2000 м.

Интрузивные породы архея в Восточном Саяне представлены мелкими телами ортоамфиболитов и крупными массивами гнейсовидных гранитов, а в Западном Прибайкалье в районе Приольхонья - эренхейским комплексом метагабброидов и ольхонским комплексом гнейсогранитов (Салоп, 1962).

Ольхонский комплекс слагают лейкократовые гнейсограниты, гранитогнейсы и пегматиты, образующие многочисленные мелкие пластовые тела в архейских гнейсах Прибайкалья. Исследования Е.В. Павловского и А.С. Ескина (1964), проведенные на о-ве Ольхон и в Приольхонье, показали, что в составе ольхонского комплекса гнейсогранитов можно различить собственно архейские плагиограниты и шаранурский комплекс гранитоидов предположительно нижнепротерозойского возраста.

Протерозойские образования широко распространены в пределах Саяно-Байкальской горной области, где для них принято трехчленное деление ("Геология СССР", т. XVII, 1962).

К нижнему протерозою в Прибайкалье отнесена сарминская серия, сложенная разнообразными сланцами и метаморфизованными песчаниками мощностью до 6000 м, а в Восточном Саяне - преимущественно гнейсово-карбонатная толща (свиты камчадальская и Соснового Байца).

Интрузивные породы нижнего протерозоя в Прибайкалье представлены преимущественно гранитами Приморского комплекса и основными и ультраосновными породами, выделяемыми под названием нижеангарского офиолитового комплекса (Салоп, 1962). Граниты широко развиты в области Приморского хребта, где они слагают крупные массивы площадью до нескольких сотен квадратных километров в нижнепротерозойских и архейских толщах. С этими гранитами сопоставляются гранитоиды шаранурского комплекса.

К среднему протерозою в Прибайкалье отнесены акитканская серия, представленная осадочными и эффузивно-туфогенными породами (конгломератами, песчаниками, кварцевыми порфирами, порфиритами и их туфами) мощностью около 2000 м, и анайская свита песчаников и сланцев мощностью около 1000 м.

В Восточном Саяне среднепротерозойские отложения представлены преимущественно песчаниками, сланцами и эффузивами кислого и основного составов суммарной мощностью до 6300 м (в бассейне р.Оки)

Интрузивные породы среднего протерозоя в Прибайкалье представлены главным образом ирельским комплексом гранитоидов – гнейсовидных гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов и граносениитов. Гнейсовидные граниты слагают крупные массивы среди эффузивов акитканской серии на западном берегу Байкала.

В Восточном Саяне особенно широко развиты слюдоносные граниты и гранодиориты, слагающие множество массивов (преобладают двуслюдяные и биотитовые граниты), и незначительно распространены интрузии основных и ультраосновных пород.

Верхний протерозой в Прибайкалье представлен толщей пород байкальского комплекса, залегающей на нижележащих породах с крупным структурным несогласием. В состав байкальского комплекса входят согласно залегающие свиты – голоустенская, улунтуйская и качергатская (Мац, 1962).

Голоустенская свита представлена доломитами, известняками и кварцитовидными песчаниками мощностью от нескольких до 1200 м. В табл. 1 приведен разрез голоустенской свиты в районе Харгинского месторождения кварцевых песков.

Таблица 1

Литолого-стратиграфический разрез голоустенской свиты в районе Харгинского месторождения кварцевых песков (по данным М.С.Бабковой, 1958)

Свита	Порода	Мощность, м
Улунтуйская	Глинистые и алевритистые сланцы	100
	Известняки плотные и псевдо-оолитовые темно-серые	30
	Кварцевые песчаники	575
Голоустенская	Долмиты среднезернистые серые	50
	Пестроцветные карбонатные сланцы и тонкослоистые известняки	100
	Плотные кремовые доломиты	42

Улунтуйская свита представлена карбонатно-глинистой толщей, включающей прослой фосфоритов и горизонты оталькованных пород, мощность свиты 300–1000 м.

Качергатская свита сложена преимущественно песчаниками и глинистыми и алевролитовыми сланцами мощностью 1200–1500 м; для отложений свиты характерен флишеидный облик.

Верхнепротерозойские отложения в Присяянье распространены в бассейнах рек Оки и Большой Белой и представлены толщей кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, глинистых сланцев и карбонатных пород мощностью от 1500 до 4000 м.

Кембрийские отложения очень широко развиты в пределах внутреннего поля амфитеатра, где они сплошным чехлом с резким несогласием покрывают древний фундамент платформы.

Согласно унифицированной схеме 1956 г. принято следующее деление кембрийских отложений Иркутского амфитеатра (Карпышев, 1962): 1) нижний кембрий, к которому относятся алданский ярус со свитами ушаковской и мотской, и ленский ярус со свитами усольской, бельской, булайской и ангарской; 2) средний кембрий, в котором выделяется литвинцевская свита; 3) верхний кембрий – верхоленская свита.

В Присяянье кембрийские отложения встречаются в виде локальных пятен в тектонических клиньях и подразделяются здесь на карагасскую и оселочную (аналог ушаковской) свиты.

Ушаковская свита наиболее широко развита в Прибайкалье, где она трансгрессивно залегает на верхнепротерозойских и более древних образованиях. Свита представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами мощностью до 900–1300 м.

Карагасская и оселочная свиты Присяянья сложены в основном более тонкозернистыми терригенными породами общей мощностью от 1200 до 1600 м. Карагасская, оселочная и ушаковская свиты, а также нижняя существенно терригенная часть вышележащей мотской свиты в последнее время выделяются как образования венда (Драгунов и др., 1966).

Мотская свита развита на всей территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра и выходит на поверхность в Присяянье и в Прибайкалье. В составе свиты выделяются снизу вверх три подсвиты: песчаниковая, ангидрит-доломит-песчаниковая и доломитовая, общей мощностью 340–450 м.

Усольская свита широко развита в пределах внутреннего поля амфитеатра под вышележащими кембрийскими осадками, где она представлена чередующимися пластами каменной соли и пачками сульфатно-карбонатных пород суммарной мощностью до 900 м. В Присяянье и Прибайкалье, в районах выхода усольской свиты на поверхность, мощность ее резко сокращается до 50 м и менее, и здесь она представлена преимущественно ангидрит-доломитовыми и доломитовыми осадками с примесью глинистого и песчаного материала.

Бельская и булайская свиты в Западном Прибайкалье выходят на поверхность, и здесь они представлены разнообразными карбонатными породами – доломитами, доломитовыми известняками и известняками с редкими прослоями песчаников и мергелей, общей мощностью около

500 м. Во внутреннем поле амфитеатра мощность отложений этих свит несколько увеличивается (до 600 м).

Ангарская свита представлена преимущественно доломитами, известковыми в различной степени, с редкими прослоями и пачками ангидритов, песчаников и мергелей. Отмечается (Карлышев, 1962) широкое развитие карбонатных и кремнисто-карбонатных брекчий и окремнелых пород, особенно в верхних горизонтах свиты.

Мощность свиты варьирует от 250 (в Западном Прибайкалье) до 450 м (во внутреннем поле амфитеатра).

На ангарской свите залегают отложения верхоленской свиты; литвинцевская свита среднего кембрия выделяется в северных районах Иркутского амфитеатра за пределами описываемого района.

Верхоленская свита представляет собой довольно однообразную толщу, сложенную мергелями, песчаниками кварцевого состава, доломитовыми известняками и редкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Для нижней части свиты характерны прослой гипса, мощность свиты в районе верхнего течения р. Ангары около 700 м.

Ордовикские отложения согласно залегают на породах верхоленской свиты на севере и северо-западе Иркутского амфитеатра. В пределах описываемого района они представлены карбонатно-терригенной толщей кварцевых песчаников (преобладают), алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков, суммарной мощностью до 800 м.

Интрузивные породы палеозоя незначительно развиты в Восточном Саяне, где они представлены послекембрийскими гранитоидами и основными породами и верхнепалеозойскими субщелочными гранитоидами, сениитами и основными, ультраосновными щелочными массивами с карбонатитами.

В пределах внутреннего поля амфитеатра, особенно в районе развития ордовикских отложений, широко распространены интрузивные породы трапповой формации, представленные в основном долеритами. Траппы слагают преимущественно пластовые согласные интрузии (силлы) мощностью от 30 до 250 м. Возраст большей части трапповых интрузий оценивается как пермский - нижнетриасовый (Лурье, Массайтис, 1966).

#### Мезокайнозойский комплекс пород

Как траппы, так и более древние породы часто сильно выветрены до значительных глубин (несколько десятков и сотен метров). Эти выветрелые породы слагают определенную древнюю кору выветривания, описание которой приводится во второй главе.

На размытых выветрелых и неизмененных нижнетриасовых и более древних породах с резким несогласием залегают мезокайнозойские отложения, наиболее часто - это юрские, реже - третичные и четвертичные отложения.

В южной части внутреннего поля Иркутского амфитеатра выделяется мезозойская депрессия, выполненная юрскими озерно-аллювиальными отложениями. Мезозойская депрессия включает два глубоких предгорных прогиба - Присяянский и Прибайкальский, вытянутые согласно с прос-

тированием соседних антиклинальных домезозойских структур и распадающиеся на ряд более мелких впадин. В соответствии со строением депрессии мощность юрских отложений варьирует от 750 м во впадинах (Прииркутская впадина) до 100–150 м на поднятиях доюрского ложа – в центральной и северо-западной частях Иркутского бассейна.

В пределах Восточного Саяна юрские отложения распространены незначительно в виде отдельных пятен, хотя мощность их местами достигает 100 м.

Возраст угленосных отложений Иркутского бассейна был определен как среднеюрский еще в 1878 г. Геером на основании изучения остатков флоры. Этот вывод о среднеюрском возрасте получил наибольшее распространение впоследствии и был подтвержден данными палинологических анализов, хотя наметилась тенденция к опусканию нижней возрастной границы вниз по стратиграфической шкале.

На основании обобщения большого количества палеофлористических и палинологических данных в настоящее время принято (Одинцова, Гутова, Богдашева, 1967), что наиболее древние слои юрского разреза в Иркутском бассейне имеют среднелейасовый возраст.

Схема стратиграфического расчленения угленосных отложений впервые была предложена Ю.П. Деевым (1957); на основании палинологических, палеоботанических и литологических данных было установлено трехчленное деление угленосной толщи на свиты (снизу вверх); заларинскую, черемховскую и присаянскую.

Заларинская свита представлена кварцевыми грубо- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, углей и глин. В основании свиты выделяется толща базальных конгломератов. Породы заларинской свиты выполняют впадины доюрского рельефа, вследствие чего свита имеет крайне непостоянную мощность – от 0 до 300 м, составляя в среднем несколько десятков метров. В Прииркутской впадине мощность заларинской свиты достигает 300 м. Здесь она представлена конгломератами и песчано-глинистыми породами, иногда с пластами каменного угля. В северо-западной части Иркутского бассейна начиная от г.Забитуга и далее на северо-запад заларинская свита представлена преимущественно песчаниками мощностью до 100 м, среди которых встречаются брекчиевидные конгломераты. Наконец, в Ангаро-Бельском районе в составе заларинской свиты существенное значение приобретают глинистые породы.

Широко распространено мнение о том, что образование юрской угленосной толщи началось с накопления полимиктовых грубоклас- тических осадков – конгломератов, сносившихся с горных сооружений Саяно-Байкальской зоны (Иванов, 1950; Деев, 1957; Тимофеев, 1963; Панаев и др., 1967).

Данные Н.Н. Виниченко и других (1963) по изучению распространения в Иркутском бассейне юрских базальных конгломератов показывают отсутствие последних на значительной территории между реками Ока и Белая. В этом районе базальные слои представлены кварцевыми песчаниками (станция Залари) или каолинитовыми глинами (Трошковское и Бельское месторождения). Эти мономиктовые породы считаются либо фациальными аналогами конгломератов (Одинцова и др., 1967), либо

более молодыми (Панаев и др., 1967), либо более древними осадками (Файнштейн, Виниченко, 1965), чем заларинские конгломераты. Анализ фактического материала по соотношению полимиктовых "базальных" конгломератов и мономиктовых кварцевых песчаников и каолиновых глин, суммированный в перечисленных работах, позволяет нам принять последнюю точку зрения.

Согласно данным исследований Г.Х. Файнштейна, Н.Н. Виниченко (1965) в Иркутском бассейне широко распространены подконгломератовые осадки, резко отличающиеся от перекрывающих конгломератов своей тонкозернистостью, часто почти чисто кварцевым и каолиновым составом и наличием редких зерен сильно выветрелых полевых шпатов. На том основании, что олигомиктовый состав осадков этой толщи, имеющей мощность до 10–60 м, резко отличает ее от вышележащих полимиктовых осадков юры, она выделяется как самостоятельная трошковская (по Файнштейну, Виниченко, 1965) или байкальская свита.

Против точки зрения о фаціальном соотношении конгломератов и олигомиктовых тонкозернистых осадков говорит также то обстоятельство, что эти фации выделены лишь на основании общих соображений и еще никем и нигде в бассейне не наблюдалось непосредственное замещение конгломератов кварцевыми песчаниками и каолиновыми глинами. Состав подконгломератовых осадков указывает на то, что они являются продуктами переотложения древней коры выветривания. Обогащение нижней части разреза юрских отложений продуктами перемыыва древней коры выветривания известно не только в пределах Иркутского бассейна, но и повсеместно на Сибирской платформе (Файнштейн и др., 1965; Одинцова, 1965). К базальным слоям юрских осадков относятся залежи высококачественных каолиновых глин на Трошковском, Бельском и других месторождениях, описанию которых посвящена глава III.

Черемховская свита повсеместно распространена в пределах бассейна и представлена средне- и мелкозернистыми песчаниками кварц-полевошпатового и полимиктового состава с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов и мощными пластами углей. Мощность свиты во впадинах составляет 200–350 м, а в платформенной части – 80–50 м. Породы черемховской свиты согласно залегают на отложениях заларинской свиты либо на коре выветривания кембрийских пород (Черемховское месторождение каменного угля).

Присянская свита развита преимущественно в южной и юго-восточной частях бассейна и представлена полимиктовыми песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, алевролитов, аргиллитов и каменного угля. Отложения присаянской свиты согласно залегают на породах черемховской свиты. Мощность свиты от 50 до 150 м (во впадинах).

Третичные отложения широко развиты на Ангаро-Ленском междуречье, но слагают в других районах амфитеатра лишь незначительные по площади покровы. Повсюду третичные отложения с размывом залегают на юрских и других более древних породах. Единой стратиграфической схемы расчленения третичных отложений амфитеатра не имеется, так как в разных районах они охарактеризованы фаунистически по-разному и выделены как местные свиты. Считают,

что третичные отложения имеют преимущественно неогеновый возраст, на что указывают находки фауны и флоры.

В Ангаро-Ленском междуречье третичные отложения выходят в виде узких полос протяженностью до 50-70 км и шириной от нескольких до 10-15 км. Эти полосы разделены между собой выходами на поверхность юрских и кембрийских отложений, причем в направлении с юго-запада на северо-восток третичные отложения последовательно перекрывают все более нижние горизонты юрских отложений и далее - кембрийские породы.

Известно (Павловский, Фролова, 1941; Логачев и др., 1964), что на Ангаро-Ленском междуречье третичные отложения приурочены к долинообразным депрессиям, которые совпадают с синклиналями, а ограничивающие их водоразделы - с антиклиналями кембрийских и юрских отложений. На Ангаро-Ленском междуречье третичные отложения на основании палеонтологических и литологических данных разделяются на две свиты: нижнюю - каменскую и верхнюю - баяндайскую (Логачев и др., 1964).

По данным названных авторов, каменская свита наиболее развита в Кырминской и Нуха-Нурской синклиналях, где она залегает на юрских или кембрийских породах, а в крайних юго-восточных синклиналях каменская свита, по-видимому, отсутствует.

Осадки каменской свиты обычно представлены кварцевыми песками и каолиновыми глинами, чистыми или песчанистыми, включающими мощные прослои лигнита. В пределах Нуха-Нурской синклинали сосредоточены залежи каолиновых глин (Каменское месторождение огнеупорных глин) мощностью от нескольких до 19 м. Суммарная мощность каменской свиты составляет около 100 м и более. Возраст свиты определяется как олигоценовый на основании находок листьев и пыльцы в лигнитовых прослоях.

На северо-восточной центриклинали Кырминской синклинали в глинистых осадках каменской свиты, залегающей на карбонатных породах нижнего кембрия, наряду с каолинитом присутствует много монтмориллонита и гидрослюд (Логачев и др., 1964) и появляются прослои мергелистых известняков.

Баяндайская свита развита более широко и залегает с размывом как на осадках каменской свиты, так и на юрских и кембрийских породах. Осадки свиты представлены монтмориллонитовыми, частично известковистыми, глинами, песками и гравийными песчаниками, а также мергелями и известняками. Мощность отложений 100-150 м. Возраст свиты определяется как нижнемиоценовый - нижнеплиоценовый на основании находок обильной фауны моллюсков.

На Ольхоне (особенно Харанце-Халагайское поле) и в Приольхонье (Загалмайская долина) известны неогеновые отложения мощностью до 180 м. Они представлены песчано-глинистыми озерными осадками, по литологическим и фаунистическим признакам разделяются на нижнюю халагайскую свиту и несогласно залегающую на ней верхнюю пачку красноцветных осадков.

Халагайская свита представлена глинами и песчано-глинистыми отложениями зеленовато-серой окраски с прослоями известняков и мер-

гелей. Местами встречаются обильные остатки фауны позвоночных (весьма обширный список ископаемой фауны приведен в монографии Н.А. Логачева и др., 1964), на основании которых возраст свиты определяется как средний миоцен – нижний плиоцен. Мощность свиты достигает 160 м.

Верхняя пачка красноцветных осадков – глинистых песков, щебнистых глин и гравелитов – имеет мощность до 17 м. Возраст этих осадков условно определяется как верхний – средний плиоцен.

Неогеновые отложения с резким размывом залегают на коре выветривания и на всех более древних породах района. Многочисленные факты, подтверждающие глубокий размыв коры выветривания перед накоплением неогеновых осадков, приведены в работе Н.А. Логачева и др. (1964).

Специальное изучение неогеновых глин Приольхонья, проведенное Т.К. Ломоносовой, показало, что они обычно представлены полиминеральными смесями: каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми с явным преобладанием монтмориллонита.

На юго-восточном побережье Байкала широко распространены олигоцен (?) – нижнеплиоценовые осадки, объединяемые в Танхойскую толщу мощностью более 2 км. В составе свиты преобладают глины, алевролиты, пески и лигниты.

В Восточном Саяне и Хамар-Дабане развиты небольшие покровные базальты, так называемые платобазальты предположительно неогенового возраста (Белов, 1962).

Четвертичные отложения представлены преимущественно аллювиальными галечниками, песками и глинами, слагающими особенно мощные (до 100 м) толщи в Присаянье.

## КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

Распространение и морфология выветрелых пород

Распространение, условия залегания, мощность и морфология выветрелых пород зависят от их положения в структуре амфитеатра. На относительно приподнятых частях Прибайкальской и Саяно-Енисейской антеклиз выветрелые породы слагают очень редкие глубокие (до 100–150 м и более) линейные тела – карманы в свежих породах (Ольхон, Приольхонье, Слюдянка, Восточный Саян) или менее мощные останцы на водоразделах (Харгино).

На относительно опущенной территории Иркутского бассейна выветрелые карбонатные породы кембрия и выветрелые траппы нижнего триаса слагают протяженные плащеобразные тела мощностью соответственно 150–200 и 40–50 м под юрскими осадками.

Морфология залежей выветрелых пород зависит также от состава материнских пород. В районах развития линейной коры в Прибайкалье на это указывает флуктуация нижней границы коры в тех участках, где она пересекает породы различного состава; граница коры опускается на основных и средних породах и поднимается на кислых. Особенно высоко граница коры располагается на таких мономинеральных породах, как кварциты и мраморы. В районах развития площадной коры выветривания на карбонатных породах кембрия в разрезе наблюдается чередование невыветрелых пород (представленных наиболее чистыми разностями) и выветрелых (образовавшихся по карбонатным породам с большой примесью терригенного материала).

На морфологию и строение залежей выветрелых пород влияют физико-механические свойства материнских пород. Так, на осадочных карбонатных породах кембрия, которые характеризуются довольно высокой пористостью, сохранилась мощная кора выветривания (до 400 м), а на мраморах, характеризующихся в общем исключительно низкой пористостью, кора выветривания, по-видимому, имеет малые мощности.

В коре выветривания гранитов зоны наиболее выветрелых пород иногда имеют линейную форму, и они приурочены к участкам развития мylonитов.

На нижнетриасовых траппах, почти не подвергавшихся тектоническому воздействию, реликтовая мощность площадной коры достигает 40–50 м, тогда как на архейских породах сходного состава, но подвергавшихся тектоническому дроблению, глубина линейной коры выветривания более 100 м.

Опыт изучения древних кор выветривания, обобщенный в работах И.И. Гинзбурга (1963) и В.П. Петрова (1948, 1967), показывает, что линейные коры выветривания — это лишь реликты, корни площадной коры выветривания, подвергшейся после своего образования размыву.

С этой точки зрения интересным представляется реконструкция первоначальной мощности коры выветривания, т.е. до начала ее размыва. Так, например, глубины залегания нижней границы коры выветривания на Ольхоне в районе залива Уларья губа составляют около 80 м, у мыса Саган-Хушинский — около 100 м. В других районах мощность или глубина развития линейной коры выветривания также обычно оценивается в несколько десятков, а иногда и более ста метров. Принимая во внимание, что выходы материнских пород в виде сопок и гряд в районе развития линейной коры выветривания представляют собой отпрепарированные в результате денудации "выступы" базальной поверхности коры выветривания, можно оценить размах опускания нижней границы коры выветривания не менее чем в 150–200 м. Первоначальная же мощность коры выветривания, очевидно, составляла не менее 250 м, а возможно и более.

Морфология залежей выветрелых пород обусловлена тектоникой фундамента, составом материнских пород, а также древним и современным размывом. В отдельных случаях можно видеть преобладающее влияние каждого из них. Проявления линейной коры выветривания на Ольхоне и в Приольхонье приурочены к днищам так называемых древних долин. Связь этих долин с тектоникой признается многими исследователями (Антипов, 1940; Думитрашко, Олонин, 1959).

В участках развития коры выветривания на Ольхоне и Борсойском Тажеране на дневную поверхность выходят грядки северо-восточного простирания, сложенные преимущественно мраморами и кварцитами. Что касается кварцитов, то они, как наиболее устойчивые к выветриванию породы, естественно, будут образовывать положительные формы рельефа. Тенденция мраморов к образованию положительных форм в участках развития коры выветривания на различных метаморфических алюмосиликатных породах уже отмечалась ранее (Логачев и др., 1964). Даже вблизи контакта с мраморами кора выветривания на алюмосиликатных породах достигает мощности 100 м, что хорошо видно в береговых обнажениях о-ва Ольхон. Устойчивость мраморов к выветриванию в этих случаях объясняется, видимо, тем, что уже на самых первых стадиях выветривания происходит их закарстование и затем закупоривание реликтовых трещин и образовавшихся трещин выщелачивания нерастворимым остатком. Вследствие этого развитие карстовых полостей на глубину значительно отстает от фронта выветривания алюмосиликатных пород в одних и тех же условиях. Кроме того, мраморы в Приольхонье несут признаки интенсивной пластической деформации и вследствие этого они имеют, видимо, относительно низкую пористость.

Реликты коры выветривания обычно приурочены к отрицательным формам рельефа, даже в тех случаях, когда она не находится под покровом более молодых отложений. В большинстве случаев это можно объяснить исключительно эрозией выветрелых толщ как в древнюю, так



и в современную эпохи. Различная устойчивость выветрелых и неизмененных пород к размытию хорошо выражена в характере береговой линии: в участках развития коры выветривания на побережье образуются пологие склоны, широкие заливы и пляжи, а в местах выхода невыветрелых пород — крутые склоны и скалистые обрывы. Этот факт, очевидно, может быть использован при картировании коры выветривания.

В некоторых пунктах кора выветривания погребена под неогеновыми и четвертичными отложениями, достигающими мощности 100 м. На мысе Улан-Ирги можно видеть резко несогласное залегание миоценовых бурых глинисто-песчаных гравелитов на выветрелых метаморфических и изверженных породах. Осадочные миоценовые породы спускаются почти к самому берегу, а нацело каолинизированные граниты, выходящие на дневную поверхность, наблюдаются на высоте нескольких десятков метров от уреза воды. Наблюдаемые взаимоотношения между толщей выветрелых пород и осадочными миоценовыми породами можно объяснить только сильным размытием уже образованной коры выветривания и последующим отложением осадочных пород. Это заключение вытекает и из других наблюдаемых фактов. Например, Н.А. Логачев, Т.К. Ломоносова и В.М. Климанова (1964, стр. 7) указывают, "... что в пунктах с мощной изолирующей покрывкой из песчано-глинистых отложений неогена (Загалмайская долина, окрестности сел Халагай и Харанца) кора выветривания, как правило, менее мощная: чем там, где она непосредственно выходит на дневную поверхность", и далее "... что в пунктах без изолирующей покрывки кора выветривания продолжала развиваться еще в течение неогена, в то время как другие участки были исключены из сферы выветривания сразу же после отложения нижних слоев неогена". Но в действительности третичные осадки полимиктовые, а преобладающий глинистый минерал в них — монтмориллонит (бейделлит). Это и говорит о том, что третичные осадки накапливались тогда, когда кора выветривания была уже глубоко размыта и в осадок поступал материал из разных ее горизонтов.

#### Геолого-минералогическая характеристика важнейших проявлений коры выветривания

##### Остров Ольхон

Остров Ольхон расположен в срединной части Байкала у его северо-западного побережья, от которого отделен проливами Ольхонские Ворота и Малое море. В плане остров имеет вытянутую форму в виде сапожка, ориентированного в северо-восточном направлении. Длина острова 75 км при довольно небольшой ширине — 10–15 км. Остров имеет резко асимметричное строение, которое выражается в общем наклоне мелкогористой поверхности на северо-запад в сторону Малого моря: для юго-восточного побережья почти на всем его протяжении характерны весьма высокие скалистые обрывы, тогда как на северо-западном побережье скалистые обрывы менее высокие и час-

то уступают место очень пологим склонам, особенно в южной половине острова.

Если с расстояния в несколько километров бросить взгляд на поверхность острова у его северо-западного побережья, то она представится нам в виде довольно плоской равнины — пенеплена. При более близком знакомстве с этой равниной можно обнаружить на ней многочисленные мелкие сопки и гряды, сложенные скальными породами, вытянутые в северо-восточном направлении и разделенные широкими долинами, седловинами и бессточными котловинами с очень пологими склонами.

Геоморфологические исследования, проведенные на острове В.В. Ламакиным (1960, 1961), показали, что рельеф здесь представляет собой малоизмененный древний пенеплен предположительно верхнемелового возраста. Образование острова, по В.В. Ламакину (1960), произошло в конце неогена в результате отрыва Ольхонской глыбы от материкового берега.

В геологическом строении острова участвуют докембрийские метаморфические и изверженные породы, развитая по ним кора выветривания и покрывающие эти образования кайнозойские осадки.

Докембрийские породы слагают фундамент острова и в общем представляют собой материнские породы коры выветривания. В фундаменте, по данным Е.В. Павловского и А.С. Ескина (1964), выделяют следующие возрастные комплексы пород.

1. Комплекс архейских пород, выделяемый под названием ольхонской серии (см. главу I) и представленный орто- и парагнейсами и кристаллическими сланцами, мигматизированными с различной интенсивностью и ассоциирующимися с мраморами и кварцами.

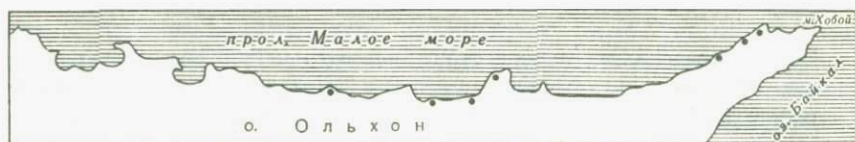
2. Нижнепротерозойские интрузивные гранитоиды и их производные (массивы, штоки, дайки) нескольких генераций, выделяемые под названием шаранурского комплекса.

3. Верхнепротерозойские (?) ультраосновные и основные интрузии (пироксениты, горнblendиты, пироксеновые и роговообманковые габбро), образующие штоки и трубкообразные тела.

Подавляющее распространение имеют архейские гнейсы и кристаллические сланцы. Нижнепротерозойские гранитоиды особенно широко развиты в центральной и юго-западной частях острова. Остальные докайнозойские породы занимают очень малые площади.

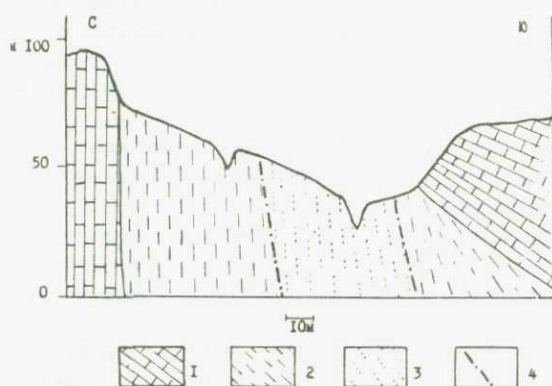
В структуре архейского комплекса Ольхона выделяются (Павловский, Ескин, 1964) две главные складчатые постройки — Шибеты-Хобойский антиклинорий и Ташкай-Ургентейский синклинорий, оси которых субпараллельны и вытянуты с юго-запада на северо-восток по азимуту  $45-50^{\circ}$ . Эти главные структуры сильно осложнены различными складками более высоких порядков и структурами будинажа.

Весь комплекс древних пород, слагающих фундамент острова, расчленен сбросовыми разрывами северо-восточного простирания на ряд узких глыб. Эти продольные сбросы в целом сочетаются в ступенчатую систему, причем по отношению к складчатой структуре архейского комплекса самой низкой наиболее опущенной ступенью является северо-западная, расположенная на побережье Малого моря, а относитель-



Фиг. 2. Обзорная схема проявлений коры выветривания на северо-западном побережье о-ва Ольхон

Точками обозначены местоположения изученных проявлений коры выветривания



Фиг. 3. Схематический профиль коры выветривания на породах хобойской свиты в заливе Саган-Хушинский

1 - мраморы; выветрелые породы; 2 - монтмориллонит-нонtronитовые; 3 - каолинитовые; 4 - граница зон коры выветривания

но наиболее приподнятая ступень вытянута вдоль Байкальского побережья острова.

Реликты древней коры выветривания приурочены к пониженным участкам рельефа; они изучались нами в обнажениях на Маломорском побережье (фиг. 2).

Кроме описанных выше проявлений коры выветривания выветрелые породы наблюдались нами еще в ряде пунктов Маломорского побережья - особенно на мысах Зантык, Саса, Харанцы, Бурхан и др. Здесь кора выветривания развита преимущественно на метаморфических породах уланнурской свиты и представлена образованиями, в общем аналогичными изученным в описанных обнажениях.

Кора выветривания на побережье залива Саган-Хушинский развита по породам самой нижней свиты архея - хобойской (фиг. 2, участок 1). В данном пункте породы хобойской свиты слагают вертикально падающую толщу, выходящую в ядре крупной асимметричной антиклинали, ось которой протягивается в субширотном направлении. Северное крутое крыло антиклинали слагают графитсодержащие мраморы, образующие высокие скальные уступы мыса Саган-Хушин, а южное, пологое, крыло (азимут падения  $165^{\circ}$ ,  $\angle 15-20^{\circ}$ ) - толща чередующихся мраморов и кварцитов хужирской свиты.

Выветрелые метаморфические породы хобойской свиты залегают в днище широкого (около 120 м) и крутого распадка (фиг. 3). Этот распадок простирается от берега на 200 м до относительной высоты около 100 м, все более выполаживаясь кверху, так что в продольном сечении он имеет выпуклый профиль. Днище и склоны распадка затянуты делювиальным чехлом, но в некоторых узких и глубоких промоинах и особенно в абразионном уступе высотой до 4–6 м на побережье прослеживаются в серии обнажений коренные породы. Они слагают вертикально падающую толщу и представлены тесно перемежающимися метаморфическими породами различного состава и выветрелыми в разной степени; мощность пластов разного состава колеблется от долей сантиметра до 0,5–1 м.

Выветрелую толщу можно разделить по составу новообразованных глинистых минералов на монтмориллонит–гидрослюдистую и каолинит–галлуазитовую зоны, граница между которыми проходит примерно в районе главного оврага почти вертикально, как это обычно отмечается в линейной коре выветривания. Граница выветрелых пород проходит по контакту с графитсодержащими мраморами.

В монтмориллонит–гидрослюдистой зоне мощностью около 100 м выделяются следующие разновидности пород, выветрелых в различной степени.

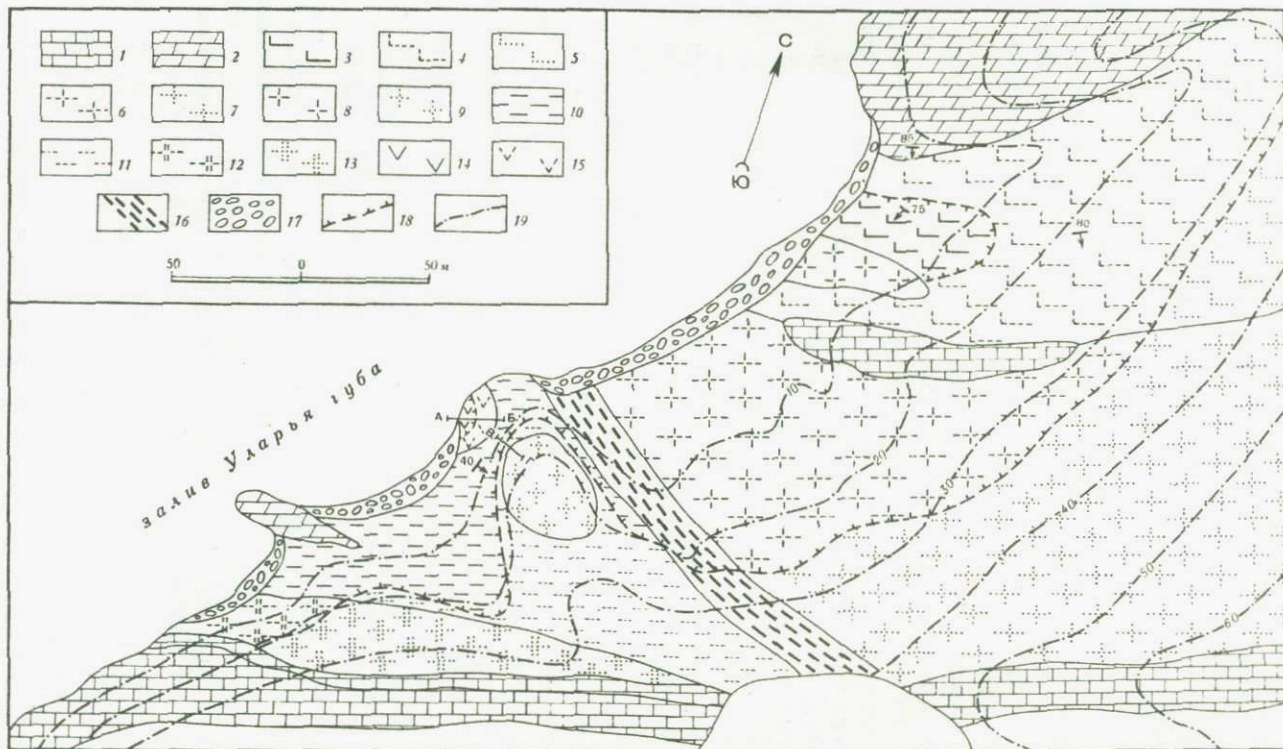
Выветрелые кварциты. Это породы обычно темно-серые и темно-фиолетовые со сланцеватой текстурой и нематобластовой или лепидобластовой структурой. В качестве постоянной примеси присутствуют графит, биотит, мусковит, монтмориллонит. Кварциты преобладают среди других пород. Почти мономинеральные кварциты, содержащие лишь небольшую примесь алюмосиликатных минералов, — очень прочные породы, выступают на поверхности из-под делювиального чехла в виде гривок, простирающихся на многие десятки метров вверх по склону.

Если в кварцитах присутствуют значительные количества биотита, мусковита и образовавшихся по ним гидрослюд, а также тонкозернистого нонтронита, то породы сохраняют свои первичные текстуры лишь в коренном залегании и при ударе молотком и даже легком нажатии пальцами рассыпаются в маршаллитовую пудру.

Выветрелые амфиболиты. Эти породы имеют темно-зеленую окраску и сложены почти нацело выветрелой и частично измененной буровато-зеленой роговой обманкой (обр. 722). В кристаллах роговой обманки по трещинам спайности и отдельности развиваются тонкие прожилки желтовато-зеленого тонкозернистого нонтронита.

Выветрелые диопсид–плагноклазовые и биотит–плагноклазовые сланцы и гнейсы, залегающие среди пластов кварцита, имеют светло-серую, светло- и темно-бурую и зеленую окраску. Во влажном состоянии породы пластичны и сложены в основном гидрослюдами по биотиту и мусковиту или тонкозернистыми хлоритом, нонтронитом и монтмориллонитом и бурыми окислами железа. Реликтовые минералы представлены кварцем, плагноклазом, биотитом и диопсидом.

Среди выветрелых пород встречаются "пропластки" интенсивно нонтронитизированных пород, включающие желваки кварцевого состава раз-



мером до десяти сантиметров в диаметре. В этих желваках, сложенных в основном мелкозернистым кварцем с мозаичной структурой, встречаются мелкие полости, покрытые хорошо развитыми кристалликами кварца, апикальные части которых согласно облекаются тонкими корочками халцедона. Эти полости и различные углубления и трещины в желваках иногда выполняются почти мономинеральными агрегатами зеленого нонтронита (обр. 710), который был изучен нами детально (описание приведено ниже, в разделе "Нонтронит").

Нонтронит встречается также повсеместно в выветрелых породах в виде прожилков, скоплений и тонкорассеянной примеси, придавая породам зеленую окраску различных оттенков.

Выветрелые пегматиты образуют линзы размером в несколько метров. Полевой шпат (микроклин) пегматитов дезинтегрирован, а порода в целом представляет собой рыхлую дресву.

Толща метаморфических пород насыщена секущими и согласными кварцево-полевошпатовыми прожилками мощностью в несколько сантиметров, в которых полевой шпат также интенсивно дезинтегрирован.

В каолинит-галлуазитовой зоне выветрелые метаморфические породы повсеместно приобретают бурую окраску (за счет пигментации окислами железа) и сложены преимущественно тонкозернистыми, слабо дупреломляющими и почти изотропными агрегатами глинистых минералов, близких к каолиниту и галлуазиту, о чем свидетельствуют их кривые нагревания. Такие реликтовые минералы, как плагиоклаз и пироксен, в породах этой зоны уже не встречаются.

Пегматиты здесь изменены в каолины с реликтовой письменной структурой. В шлифах видно, что на месте полевых шпатов в пегматитах развиты тонкозернистые слабо дупреломляющие или почти изотропные агрегаты бесцветного глинистого минерала. Данные рентгеноструктурного и дифференциального термического анализов этих агрегатов согласно указывают на их каолинитовую природу.

В северо-восточной части побережья залива Уларья губа (фиг. 3, участок 2) обнажается кора выветривания по метаморфическим породам уланнурской свиты и прорывающим их амфиболитам и гранитам.

---

←

Фиг. 4. Условия залегания и строение коры выветривания по метаморфическим породам уланнурской свиты и другим породам на побережье залива Уларья губа (о-в Ольхон)

1 - мраморы; 2 - кварциты; 3 - преимущественно пироксен-плагиоклаз-кварцевые кристаллические сланцы; 4 - то же, монтмориллонитизированные; 5 - гетит-каолинитовые породы; 6 - дресва мигматитов; 7 - каолины по гнейсам; 8 - гранитная дресва; 9 - каолины по гранитам; 10 - преимущественно монтмориллонит-гидрослюдистые породы по биотитовым сланцам и нонтронит-монтмориллонитовые - по параамфиболитам; 11 - гетит-каолинитовые породы; 12 - нонтронит-монтмориллонитовые породы по ортоамфиболитам; 13 - гетит-каолинитовые породы по гнейсам; 14 - ортоамфиболиты; 15 - нонтронит-монтмориллонитовые породы по ортоамфиболитам; 16 - нонтронит-монтмориллонитовые и гетит-галлуазитовые породы по милонитам; 17 - пляжный галечник; 18 - границы зон коры выветривания; 19 - горизонтали

Метаморфические породы, по-видимому, образуют здесь синклинальную складку северо-восточного простирания с крутыми падениями на крыльях. Этот участок распространения коры выветривания был закартирован нами на топооснове, составленной с помощью глазомерной съемки (фиг. 4). Выветрелые породы залегают в днище и склонах широкого и пологого распадка, который с обеих сторон ограничен гребнями, сложенными кварцитами и мраморами.

В коре выветривания были выявлены выветрелые породы, образовавшиеся за счет гранитов, орто- и параамфиболитов, пироксен-плагиоклаз-кварцевых кристаллических сланцев, биотитовых сланцев, пироксен-плагиоклазовых гнейсов, кристаллических сланцев разного состава, мигматизированных пород и милонитов, описание которых следует ниже.

В северной части распадка залегают толща кристаллических сланцев и образовавшихся по ним монтмориллонит-нонтронитовых пород. Невыветрелые или слабыветрелые породы – темно-зеленовато-серые кристаллические сланцы с плитчатой и диагональной отдельностью. По составу выделяются диопсид-плагиоклаз-кварцевые сланцы (обр. 762), которые преобладают, и гранатсодержащие кристаллические сланцы, образующие маломощные (несколько сантиметров) чередующиеся прослойки.

Выветрелые кристаллические сланцы прослеживаются в изолированных обнажениях вверх по распадку по простиранию метаморфических пород начиная примерно с высоты 20 м. Эти породы имеют зеленовато-серую окраску, пористое сложение и реликтовую сланцевую текстуру материнских пород. Прочные в коренном залегании, они могут слагать отвесные стенки узких промоин до 2 м глубиной. С поверхности эти породы повсеместно прикрыты маломощным чехлом красновато-бурых суглинков, содержащих щебенку и зерна кварца.

В шлифах выветрелых пород видно (фиг. 5), что они состоят из реликтовых линзочек кварца, характерных для кристаллических сланцев, между которыми размещаются тонкозернистые и пластинчатые агрегаты зеленого нонтронита, монтмориллонита и гидробиотита. Среди реликтовых минералов отмечаются также клиноцоизит, сфен, роговая обманка и апатит. Пластинчатые агрегаты темно-зеленого нонтронита (двупреломление – 0,026; плеохроизм: оливково-зеленый по Ng; светло-зеленовато-желтый по Np,  $2V = 0$ ) представляют собой, видимо, псевдоморфозы по пироксену. Нонтронит совместно с монтмориллонитом слагает также тонкозернистую основную массу. Существенно нонтронитовый состав породы подтверждается также дифференциальной кривой нагревания.

Выветрелые мигматиты залегают в средней части распадка (фиг. 4). До высоты примерно в 20 м эти породы представляют собой дресву, состоящую из разнозернистого крупно- и мелкозернистого кварца и трещиноватого полевого шпата (микроклина), рассыпающегося в тонкий порошок. Выше эти породы постепенно переходят в каолины, состоящие из кварца, каолинита и порошкообразного микроклина. В обнажениях эти породы подвергаются своеобразному отмучиванию от тонких фракций поверхностными водами и на поверхности обнажения остаются россыпи или шетки из крупных кварцевых зерен.

Фиг. 5. Микрофотография шлифа монтмориллонит-нонtronитовой породы, образовавшейся по диопсид-роговообманково-плагиоклаз-кварцевым кристаллическим сланцам. Видны сплошные и сетчатые псевдоморфозы нонtronита по железистым первичным силикатам (Н). С анализатором, увел. 30



Фиг. 6. Микрофотография шлифа выветрелого милонита. Видны таблитчатые и червеобразные кристаллы каолинита среди изотропной основной массы галлуазитового состава. С анализатором, увел. 20



Выветрелые милониты представляют собой пятнистоокрашенные в красновато-бурые, желтоватые и серые цвета глины каолинит-галлуазитового состава с небольшой примесью окислов железа, кварца и чешуек графита. Кварц встречается либо в виде изолированных, либо в виде линзовидных скоплений зерен. Эти породы слагают зону шириной до 3-5 м, протягивающуюся в широтном направлении. Породы пересечены в различных направлениях многочисленными зеркалами скольжения, по которым разламываются на остросереберные обломки.

В шлифах видно, что порода состоит из основной изотропной массы (галлуазитового состава), в которую местами погружены таблитчатые и червеобразные кристаллы каолинита (фиг. 6). О существенно каолинитовом составе породы свидетельствуют данные термического анализа.

Выветрелые ортоамфиболиты встречены в пункте, отмеченном на фиг. 4 линией А-Б, в 3 м над уровнем озера, в обнажении шириной 15 м и высотой 6 м (фиг. 7). Видимая мощность выветрелых пород 3-4 м.

Невыветрелые ортоамфиболиты - крупнокристаллические темно-серые породы с массивной текстурой, разбитые тончайшими трещинами на полигональные блоки размером в несколько десятков сантиметров. Интрузивный характер ортоамфиболитов распознается по их массивной текстуре, чуждой метаморфическим породам острова. Минеральный состав: светло-буровато-зеленая магнетитово-железистая роговая обманка ( $N_{g'} = 1,660$ ;  $N_{p'} = 1,641$ ;  $cNg = 20^\circ$ ) - 40%, плагиоклаз (лабрадор № 65) - 55%, бесцветный моноклинный пироксен (диопсид) - 5%. Кристаллы роговой обманки разбиты многочисленными трещинами спайности и отдельности, что обуславливает пористость (эффективную) породы, равную 2,05%; объемный вес - 2,94 г/см<sup>3</sup>.

Толща выветрелых ортоамфиболитов в основании сложена полигональными или округлыми блоками породы размером 30×20 см и менее, разделенными прожилками белого монтмориллонита толщиной 2-3 мм. В этих блоках выделяются ядра неизмененного амфиболита и окружающие его и постепенно переходящие одна в другую три "оболочки", различающиеся степенью выветрелости породы (фиг. 8). Размер ядер в блоках, расположенных выше по разрезу, становится все меньше и меньше. Блоки с поверхности на глубину 2-3 мм окрашены в бурый цвет окислами железа.

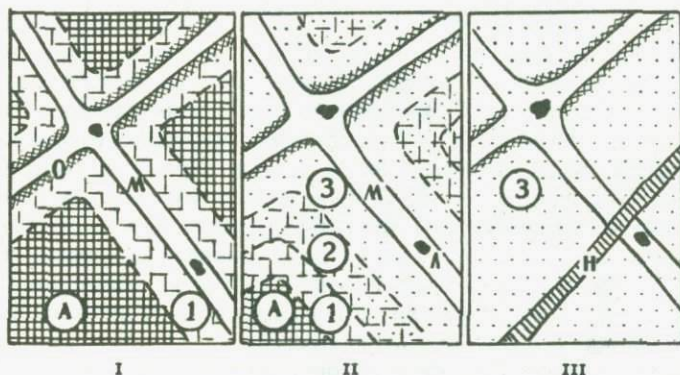
Первая оболочка, толщиной 1-5 мм и более, примыкающая непосредственно к ядру, имеет рыхлое сложение и состоит из трещиноватых кристаллов материнской породы, причем трещинки иногда выполнены прожилками хлорита и монтмориллонита. Объемный вес породы в этой оболочке уменьшается (до 2,86 г/см<sup>3</sup>), а эффективная пористость увеличивается (до 3,73%) по сравнению с материнской породой.

Во второй оболочке, шириной в несколько миллиметров, в отличие от предыдущей плагиоклаз уже большей частью замещен тонкозернистым монтмориллонитом (фиг. 9), а роговая обманка частично тонкозернистыми или пластинчатыми агрегатами зеленовато-желтого в шлифах нонтронита (двупреломление равно 0,020).

Наконец, самая крайняя, третья оболочка сложена полностью монтмориллонитом и нонтронитом.



Фиг. 7. Обнажение выветрелых ортоамфиболитов. Залив Уларья губа



Фиг. 8. Схема строения блоков частично (I и II) и полностью выветрелого (III) ортоамфиболита

А - ядра неветрелого амфиболита; 1-3 - оболочки: 1 - трещиноватой породы, 2 - частично монтмориллонитизированной, 3 - полностью монтмориллонитизированной; Л - конкреции литиофорита; М - прожилки монтмориллонита; О - обохренные участки породы; Н - прожилки нонтронита

Дифференциальная кривая нагревания образца, отвечающего по составу двум внешним оболочкам, подтверждает их монтмориллонит-нонтронитовый состав.

Прожилки монтмориллонита мощностью 1-3 мм буквально насыщают выветрелый амфиболит. С первого взгляда на обнажение бросается в глаза резкий цветовой контраст между темно- или зеленовато-серыми блоками выветрелой породы и чисто-белыми прожилками монтмориллонита. Объемный вес монтмориллонита из прожилков составляет 1,82-1,96 г/см<sup>3</sup>. Данные химического, спектрального и других анализов образцов этого минерала приведены ниже, в разделе "Монтмориллонит".

В монтмориллонитовых прожилках постоянно встречаются черные конкреции литиофорита, простые или сложные, округлой, лепешковидной и неправильной формы размером до 1-2 мм. Подробное описание и анализы этих конкреций приведены ниже, в разделе "Литиофорит".

Верхняя часть толщи выветрелых пород также характеризуется блоковым строением, но блоки здесь уже сложены существенно глинистыми породами, пестроокрашенными в зеленые, белые и бурые цвета (обр. 1062). Микроскопическое изучение показывает, что основная масса породы имеет тонкозернистое строение и в нее включены сплошные и сетчатые псевдоморфозы высокодвупреломляющего нонтронита по роговой обманке. Эти псевдоморфозы и основная масса имеют поры различной формы, размером в десятые и сотые доли миллиметра (фиг. 10), что обуславливает исключительно высокую пористость породы (около 44%) и небольшой объемный вес - около 1,60 г/см<sup>3</sup> (1,24-1,80 г/см<sup>3</sup>).

Сохранение однородной блоковой текстуры по всему разрезу выветрелых амфиболитов и отсутствие признаков деформации псевдоморфоз глинистых минералов по первичным минералам свидетельствуют и о сохранении объема породы в целом в процессе выветривания.

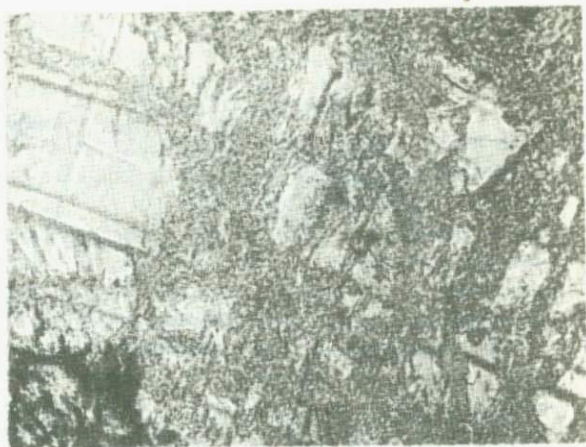
Иногда встречаются также прожилки темно-зеленого нонтронита, включающие почковидные конкреции халцедона с радиально-лучистой структурой. В отличие от монтмориллонитовых прожилков нонтронитовые простираются на большие расстояния и секут первые, а также выполняют мелкие полости. В нонтроните, облекающем стенки таких полостей, при большом увеличении можно видеть ритмические структуры (фиг. 11), свидетельствующие, по-видимому, об осаждении минерала из растворов.

Данные химического и спектрального анализов серии образцов, отобранных по профилю выветривания ортоамфиболита, приведены в табл. 32-33.

Выветрелые параамфиболиты встречены в пункте, отмеченном на фиг. 4 линией В-Г, примерно на высоте 20 м над уровнем озера, как раз над предыдущим обнажением монтмориллонитизированных ортоамфиболитов. Здесь в стенке крутого обрыва со стороны Малого моря и на пологой поверхности выходят пласти выветрелых параамфиболитов, перемежающиеся с выветрелыми биотитовыми сланцами (фиг. 12)

Неизменные параамфиболиты здесь не были встречены, но, судя по реликтовым зернам плагиоклаза и роговой обманки, выветрелые породы образовались по типичным амфиболитам уланнурской свиты. В пластах выветрелых амфиболитов можно выделить две зоны, сменяющие одна другую в вертикальном направлении: нижнюю зону монтмо-

Фиг. 9. Микрофотография шлифа выветрелого ортоамфиболита. Видно замещение лабрадора тонкозернистым монтмориллонитом; в реликтах лабрадора видны одни и те же двойниковые полоски; с анализатором, увел. 150

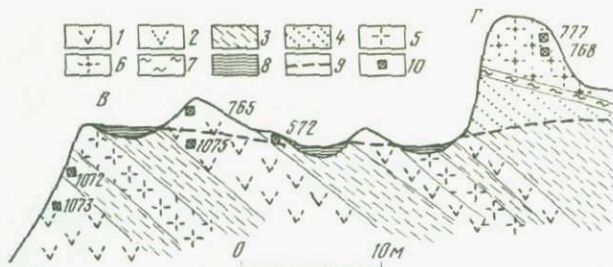


Фиг. 10. Поры и пустоты в основной массе монтмориллонитизированного амфиболита, стенки пор сложены темно-зеленым нонтронитом; без анализатора, увел. 150



Фиг. 11. Тонкая ритмическая зональность в нонтроните, выполняющем поры; с анализатором, увел. 360

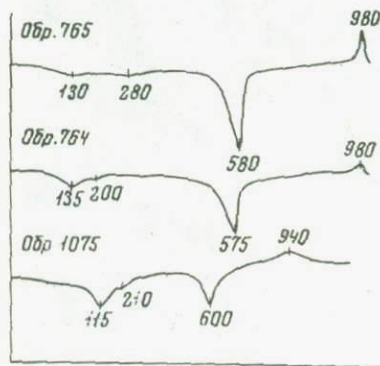




Фиг. 12. Схематический профиль по линии В-Г (см. фиг. 4)

1-2 - выветрелые параамфиболиты: 1 - монтмориллонит-нонтронитовые породы, 2 - каолинит-гетитовые породы; 3-4 - выветрелые биотитовые сланцы: 3 - гидробиотитовые породы, 4 - каолинит-гетитовые породы; 5-6 - выветрелые граниты; 5 - дезинтегрированные породы, 6 - каолины; 7 - тектоническая глина; 8 - овражный делювий; 9 - границы зон коры выветривания; 10 - места отбора и номера анализированных образцов

риллонит-нонтронитовых пород и верхнюю зону галлуазит-гетитовых пород. В нижней зоне выветрелые параамфиболиты представлены породами с характерной гнейсовой текстурой, выражающейся в чередовании полос или линз белого и темно-зеленого цвета, причем белые линзы сложены преимущественно монтмориллонитом и реликтовыми зернами плагиоклаза, а темно-зеленые - нонтронитом и реликтами кристаллов роговой обманки. По характеру минеральных преобразований эти породы не отличаются от монтмориллонитизированных ортоамфиболитов. В шлифах (обр. 764, 1075, 1073) видно, что порода состоит из основной тонкозернистой массы, включающей крупные таблитчатые агрегаты буровато-зеленого нонтронита, содержащей иногда реликты роговой обманки и представляющие собой, по-видимому, псевдоморфозы по ней. Порода изобилует порами различной формы и размерами в сотые и десятые доли миллиметра, что обуславливает ее довольно низкий объемный



Фиг. 13. Дифференциальные кривые нагревания выветрелых параамфиболитов

Обр. 1075 - монтмориллонит-нонтронитовая порода; обр. 764 - каолинит-гетитовая порода с реликтами нонтронита; обр. 765 - каолинит-гетитовая порода

вес - от 1,48 до 1,80 г/см<sup>3</sup>. Дифференциальные кривые нагревания (фиг. 13, обр. 1075 и 764) указывают на монтмориллонитовый состав пород. Отдельные пласты монтмориллонитизированных амфиболитов прослеживаются до уреза воды, и, таким образом, видимая мощность нижней зоны составляет около 20 м.

В верхней зоне, видимой мощностью около 1,5 м, выветрелые пара-амфиболиты представлены темно-бурыми высокористыми породами с объемным весом от 1,18 до 1,35 г/см<sup>3</sup>. Эти породы слагают невысокие грядки, и они несколько прочнее, чем породы из нижней зоны. Судя по данным термического (фиг. 13, обр. 765) и рентгеноструктурного (табл. 2) анализов породы верхней зоны состоят преимущественно из галлуазита и гетита. На рентрогенограмме образца, прокаленного при 600° в течение 2 часов, зафиксированы рефлексы, типичные для  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В шлифах видно, что породы сложены пористой основной массой (фиг. 14), в которую включены таблитчатые агрегаты каолинита и редкие реликты роговой обманки. Основная масса сложена тонкодисперсным глинистым материалом, изотропным или слабо двупреломляющим, окрашенным в бурый цвет примесью тонкорассеянных окислов железа, которые концентрируются вокруг пор или пустот.

Таблица 2

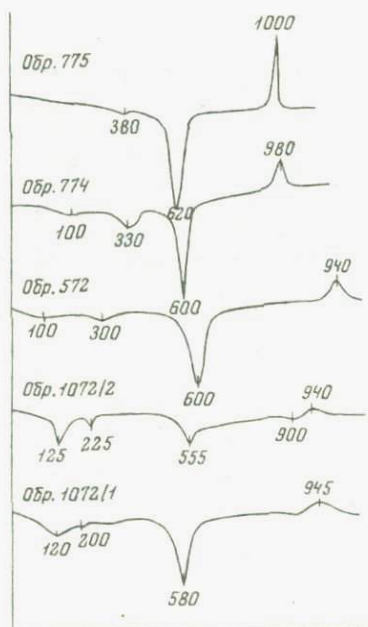
Порошкограммы выветрелого амфиболита (обр. 765)

Номер линии	Природный образец		Прокаленный при 600°		Номер линии	Природный образец		Прокаленный при 600°	
	d, Å	l	d, Å	l		d, Å	l	d, Å	l
1	7,29	9 ш	-	-	12	2,35	2	-	-
2	4,46	10 ш	-	-	13	2,24	1р	-	-
3	4,18	3	-	-	14	2,19	1р	2,19	4ш
4	3,98	2р	-	-	15	1,90	1	-	-
5	3,72	1	-	-	16	1,872	2	-	-
6	3,56	6ш	-	-	17	1,722	2ш	-	-
7	3,01	1	-	-	18	1,703	2р	1,690	9ш
8	2,81	1	-	-	19	1,492	6ш	1,599	2ш
9	2,74	3	2,68	9ш	20	1,271	3	1,482	2ш
10	2,55	5	2,50	10 ш	21	1,286	1ш	-	-
11	2,45	1							

Условия съемки порошкограммы (здесь и далее, кроме оговоренных случаев): излучение Fe, без фильтра, камера Дебая, 2R = 86 мм, d = 0,3 мм. Оценка интенсивности произведена визуально по 10-балльной шкале; ш - широкая линия, р - размытая линия, д - дискретная линия.



Фиг. 14. Микрофотография шлифа каолинит-гётитовой породы, образовавшейся по параамфиболиту. Видно пористое строение основной массы; стенки пор пропитаны бурыми окислами железа. Без анализатора, увел. 30



Фиг. 15. Дифференциальные кривые нагрева выветрелых пород, образовавшихся за счет биотитовых сланцев

Обр. 1072/1 - галлуазит-монтмориллонит-гидробиотитовая порода, фракция менее 0,05 мм, обр. 1072/2 - то же, фракция 0,5-0,25 мм, обр. 572, 774, 775 - каолинит-гётитовые породы

Выветрелые биотитовые сланцы залегают в виде пластов, чередующихся с выветрелыми параамфиболитами (см. фиг. 12). В пластах выветрелых биотитовых сланцев можно выделить две зоны, сменяющие одна другую в вертикальном направлении — нижнюю зону гидробиотитовых пород и верхнюю — каолинит-гетитовых пород.

Гидробиотитовые породы пластичные во влажном состоянии, имеют реликтовую лепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру, унаследованные от биотитовых сланцев, и сложены табличками и пластинками гидробиотита (биотит-вермикулита) размером в диаметре от 0,1 до 2 мм (60%), сцементированными тонкозернистым белым глинистым материалом (40%), образовавшимся, вероятно, за счет плагиоклаза. Судя по порошкограмме (табл. 3) и кривой нагревания (фиг. 15), цемент гидробиотитовых пород (фракция < 0,01 мм) представлен преимущественно монтмориллонитом и каолиновым минералом.

Каолинит-гетитовые породы также характеризуются лепидобластовой структурой и сланцевой текстурой, но в отличие предыдущих они имеют

Таблица 3

Порошкограмма белого глинистого цемента из выветрелого биотитового сланца (обр. 1072, фракция < 0,01 мм, насыщен глициерином)

Номер линии	d, Å	I	Номер линии	d, Å	I	Номер линии	d, Å	I	Номер линии	d, Å	I
1	17,50	7ш	4	4,43	10рш	7	2,495	2	10	1,636	2ш
2	9,62	0,5р	5	3,58	4	8	2,344	3	11	1,529	1
3	7,09	5	6	2,56	6	9	2,303	1	12	1,489	6

Таблица 4

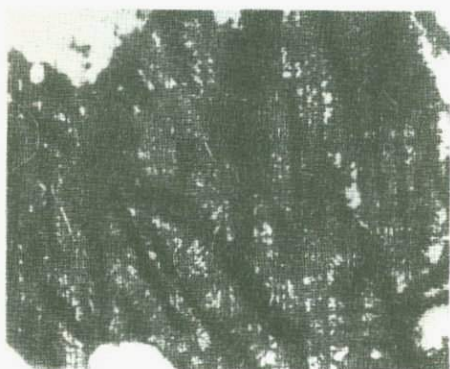
Порошкограмма каолинит-гетитовой породы по биотитовому сланцу (залив Уларья губа, обр. 774)

Номер линии	d, Å	I	Номер линии	d, Å	I	Номер линии	d, Å	I
1	7,15	9	11	2,67	9г	21	1,792	2г
2	4,97	3г	12	2,55	8	22	1,705	3г
3	4,45	3	13	2,49	1	23	1,677	1г
4	4,15	10г	14	2,43	9г	24	1,588	1г
5	3,92	2	15	2,34	4	25	1,555	5г
6	3,68	2	16	2,29	2	26	1,543	1
7	3,52	8	17	2,17	4г	27	1,489	7
8	3,34	9г+к	18	1,99	3г	28	1,449	3
9	2,93	1	19	1,896	2	29	1,412	2г
10	2,82	1	20	1,812	2			

г — линии, частично или полностью принадлежащие гетиту; к — возможно, линии кварца.



Фиг. 16. Каолинит-гетитовая порода по биотитовому сланцу. Каждая чешуйка почти нацело сложена каолинитом с примесью гетита и реликтами слюды. Без анализатора, увел. 45



Фиг. 17. Микрофотография каолинизированного пироксен-плагиоклазового гнейса, отдельный агрегат гетита с решетчатой структурой. Без анализатора, увел. 90

темно- и красно-бурю однородную окраску, непластичны во влажном состоянии и состоят в основном из бесцветных и бурых чешуек каолинита с реликтами гидробиотита, сцементированных и пропитанных бурыми окислами железа (фиг. 16). Некоторые чешуйки и часть их спайных пластинок плеохроируют в буроватых тонах. Двупреломление колеблется от 0,006 (для бесцветных чешуек) до 0,020 (для бурых). Вследствие цементации чешуек окислами железа эти породы в воде распадаются в основном на крупные агрегаты, а не на индивидуальные чешуйки, как в породах нижней зоны. На дифференциальных кривых нагревания этих пород, в общем типичных для каолинита, выделяется также небольшой эндотермический пик в пределах  $300-380^{\circ}$ , указывающий на дегидратацию гетита. На порошкограмме почти полностью выветрелого биотитового сланца (табл. 4) видны только линии каолинита и гетита.

Выветрелые граниты залегают среди описанных выше пород в виде согласных (мощностью 1-3 м) и секущих (видимой мощностью 5-6 м) пластовых тел (см. фиг. 12). Они представлены дезинтегрированными гранитами и каолинами. Дезинтегрированные трещиноватые



Фиг. 18. Схематический профиль коры выветривания на гранитах в районе мыса Улан-Ирги

1 — овражный деловой; 2 — красноцветные песчано-гравийные плейстоценовые отложения; 3 — мраморы уланнурской свиты; 4 — выветрелые метаморфические сланцы (биотитовые и роговообманковые) уланнурской свиты; 5 — каолины; 6 — частично каолинизированные граниты; 7 — дезинтегрированные граниты, 8 — граниты невыветрелые; 9 — нижняя граница коры выветривания; 10 — граница зон и подзон коры выветривания на гранитах

граниты состоят из неизмененного микроклина и кварца и содержат агрегаты зеленого нонтронита до 5 см в длину, псевдоморфные по роговой обманке. Дезинтегрированные граниты нацело слагают пластовые тела и встречаются в виде отдельных блоков в каолинах, которые представлены рыхлыми белыми породами, состоящими из кварца, реликтовых зерен микроклина и образовавшегося по нему тонкозернистого каолинита.

Выветрелые пироксен-плагиоклазовые гнейсы сохранили реликтовые гнейсовую и очковую текстуры материнских пород; из реликтовых минералов отмечается только немного кварца. В шлифах видно, что порода сложена в основном микрозернистым агрегатом каолинита, в который погружены отдельные скопления гетита. Каолинит раскристаллизован неравномерно и среди микрозернистой массы отмечаются почти изотропные участки. Агрегаты окислов железа распределены неравномерно и иногда располагаются послойно. На дифференциальной кривой нагревания этой породы, помимо температурных эффектов, типичных для каолинита, наблюдается эндотермический эффект при  $320^{\circ}$ , указывающий на дегидратацию гидроокислов железа, представленных, очевидно, гетитом. Обычно агрегаты гетита распределены в виде решетки (фиг. 17), напоминающей расположение трещин спайности в пироксенах. "Очковые" выделения в выветрелом гнейсе на 95% сложены каолинитом.

Кора выветривания на гранитах и других породах у мыса Улан-Ирги, с юго-западной стороны мыса Улан-Ирги в береговых обрывах обнажается толща выветрелых метаморфических пород уланнурской свиты, включающая мощные (до 20 м) согласные тела гранитов (фиг. 18).

В коре выветривания на гранитах снизу вверх выделяются гидрослюдистая зона мощностью (видимой) около 30 м и каолининовая зона мощностью около 20 м.

Зона дресвы сложена дезинтегрированными в различной степени породами, включающими прожилки (мощностью несколько сантиметров) темно-серого кварца. В нижней части зоны граниты рассечены трещинами на блоки размером в несколько десятков сантиметров и на крупную щебенку размером в несколько сантиметров. В верхней части зоны преобладают породы, состоящие из реликтовых зерен кварца, трещиноватых зерен микроклина и немногих иголочек светлой гидрослюда.

Породы каолининовой зоны — каолины — обнажены лишь местами в узких промоинах. В табл. 5 приведен химический состав, а в табл. 6 — гранулярный и минеральный составы первичного каолина, отобранного из верхней зоны профиля выветривания у мыса Улан-Ирги.

В этом каолине на долю каолинита приходится треть породы, однако содержание полевого шпата в нем также довольно высокое (14,7%). Фракция крупнее 0,25 мм состоит преимущественно из кварца, тогда как фракция менее 0,25 мм содержит небольшое количество кварца и микроклина, а основным компонентом в ней является каолинит (75%). Эти данные свидетельствуют о хорошей извлекаемости каолина из почти полностью каолинизированного гранита.

В коре выветривания метаморфических пород уланнурской свиты в обнажениях близ уреза воды выделяются нонтронит-монтмориллонитовые породы, образовавшиеся по амфиболитам, и хлорит-монтмориллонитовые породы по биотитовым сланцам. Среди выветрелых пород развиты прожилки зеленого нонтронита толщиной 1-3 мм.

Таблица 5

Результаты химических анализов каолина  
(мыс Улан-Ирги, обр. 812; аналитик М.Г. Замуруева)

Компоненты	Природный каолин	Фракция < 0,25 мм	Компоненты	Природный каолин	Фракция < 0,25 мм
SiO <sub>2</sub>	76,07	49,67	Na <sub>2</sub> O	Не опр.	0,16
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	K <sub>2</sub> O	Не опр.	1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,06	33,90	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,76	11,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,91	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,42	1,19
FeO	Не опр.	Следы	Сумма	98,25	99,91
MnO	Не опр.	Не опр.	Объем-		
MgO	0,04	0,09	ный вес,		
CaO	0,16	0,72	г/см <sup>3</sup>	1,68	-

Таблица 6

Гранулярный и минеральный составы каолина  
(мыс Улан-Ирги, обр. 812)

Конечные размеры фракций, мм	Содержание фракций, %	Минеральный состав					
		кварц		микроклин		каолинит	
		а	б	а	б	а	б
< 0,25	41,2	5,4	2,2	10,4	4,2	80,6	34,8
0,25-0,5	3,5	70,0	2,5	30,0	1,0	-	-
0,5-1,0	5,0	80,0	4,0	20,0	1,0	-	-
1,0-3,0	27,7	87,0	21,1	13,0	3,6	-	-
3,0-5,0	19,6	90,0	17,6	10,0	2,0	-	-
> 5,0	3,0	80,0	2,4	20,0	0,6	-	-
Сумма	100,0	-	53,6	-	12,4	-	34,8

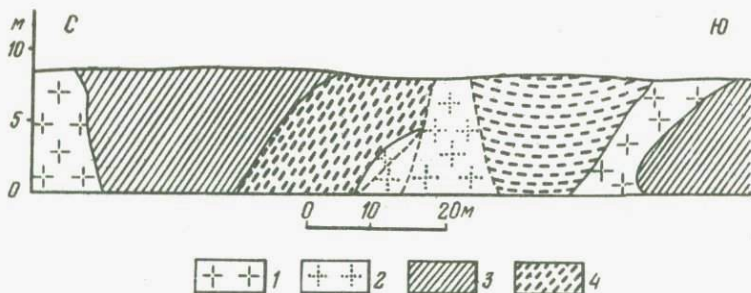
Примечание. В графе "Минеральный состав" в колонке "а" даются вес. % минерала от веса данной фракции; в колонке "б" - вес. % того же минерала от общего веса исходной породы.

Чешуйки слюды в выветрелых сланцах имеют размеры 0,5-3 мм, а их цвет варьирует от темно-бурого, почти черного, до темно-зеленого; угол  $2V \approx 0$ ;  $N_m = 1,800$ . Судя по данным рентгеновского анализа, каждая отдельная слюдяная чешуйка представляет собой неупорядоченный сросток биотита и хлорита, причем содержание второго компонента наибольшее (около 50%) в темно-зеленых чешуйках. Чешуйки не вспучиваются при прокаливании, что также подтверждает их биотит-хлоритовый состав.

*Кора выветривания на милонитах и гранитах мыса Будун.* На юго-западном побережье мыса Будун (фиг. 19), в береговом обрыве высотой до 8 м, на протяжении более 40 м обнажается толща красновато-бурых исключительно тонкозернистых пород, включающих крупные чешуйки (1-3 мм) графита. Эта порода в сухом состоянии легко крошится руками на мелкие остроугольные обломки, и в ней хорошо выражены зеркала скольжения. Под микроскопом в шлифах отмечается брекчиевидная текстура. Судя по данным рентгеноструктурного (табл. 7) и дифференциального термического анализов, эта порода состоит преимущественно из аллуазита.

Особенности состава и текстуры этих интенсивно перемятых пород указывают, что материнские породы представляли собой милониты.

Граниты, залегающие в виде дайки среди милонитов, почти нацело каолинизированы, тогда как граниты, залегающие севернее и южнее зоны милонитов, представлены лишь слабо дезинтегрированными разностями.



Фиг. 19. Схематический профиль коры выветривания на мысе Будун  
 1 — дезинтегрированные и слабо выветрелые граниты; 2 — каолины;  
 3 — выветрелые метаморфические породы; 4 — выветрелые милониты

Таблица 7

Порошкограмма выветрелого милонита  
 (обр. 1103 насыщен глицерином)

Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I
1	14,22	2р	6	2,58	3р	11	1,72	2ш
2	7,28	5	7	2,58	3р	12	1,62	1
3	4,41	10	8	2,43	1	13	1,494	6
4	4,16	2	9	2,36	2			
5	3,57	7	10	2,33				

*Кора выветривания на пироксенитах и пегматитах побережья залива Боян-Шунген.* Примерно в 1 км южнее мыса Будун, на побережье, обнажается дайка пироксенита мощностью несколько метров, простирающаяся в широтном направлении (фиг. 20). Эта дайка пироксенита пересечена полевошпатовым пегматитом мощностью около 1 м. К контакту даек приурочена вертикально падающая зона выветрелых пород, образовавшихся по пироксениту и пегматиту.

Неизменный пироксенит представляет собой темно-серую массивную породу с объемным весом  $3,02 \text{ г/см}^3$ . Пироксенит рассечен трещинами в нескольких направлениях, в результате чего порода распадается на отдельные угловатые блоки размером в несколько десятков сантиметров и менее. В шлифах видно, что пироксенит почти нацело сложен бесцветным моноклинным пироксеном ( $c: Ng = 36-40^\circ$ ), отмечается немного клиноцоизита. Пироксен сильно трещиноватый, причем по трещинам развит темно-зеленый хлорит.



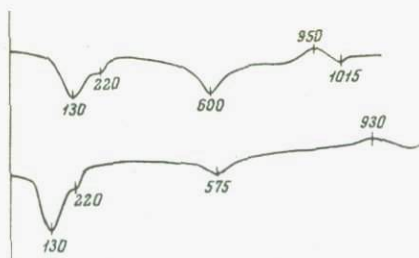
Фиг. 20. Дайка пироксенита (справа) и секущего ее полевошпатового пегматита. Выветрелые пироксениты приурочены к контакту с пегматитом. Залив Боян-Шунген

По обе стороны от пегматита на расстоянии до 1–1,5 м пироксенит превращен в рыхлую глинистую породу зеленой окраски. В 0,8–1,5 м от контакта с пегматитом поверхность блока пироксенита покрывается зеленой оболочкой глинистого материала. По направлению к пегматиту оболочки глинистого материала все более разрастаются за счет ядер свежего пироксенита. Замещение пироксенита зеленоватосерой породой, почти нацело состоящей из глинистых минералов, происходит на очень коротком расстоянии – около 0,2–0,3 м, объемный вес породы уменьшается при этом до 1,46 г/см<sup>3</sup>, т.е. в два раза по сравнению с неизмененным пироксенитом. Однако даже нацело выветрелый пироксенит полностью сохраняет первоначальную "блочную" текстуру (см. фиг. 20).

Изучение выветрелых пород в шлифах показывает, что зерна пироксенита с краев и по трещинам постепенно замещаются агрегатами слабо двупреломляющих глинистых минералов зеленого цвета – хлоритом и нонтронитом. В результате образуется существенно глинистая порода, в которой можно видеть реликты трещин спайности и отдельности первичного пироксена, сохранившиеся благодаря образованию в них прожилков, состоящих из темно-зеленого глинистого материала. В выветрелом пироксените отмечаются реликтовые зерна клиноцоизита.

Судя по рентгенограмме (табл. 8), выветрелый пироксенит состоит в основном из монтмориллонитового минерала и примеси хлорита.

На дифференциальных кривых нагревания (фиг. 21) двух образцов выветрелых пироксенитов видны температурные эффекты, типичные для нонтронитов.



Фиг. 21. Дифференциальные кривые нагревания выветрелого пироксенита

Таблица 8

Порошкограмма выветрелого пироксенита (обр. 1126, насыщен этилен-гликолем)

Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I
1	15,84	10ш	6	4,03	2	11	2,51	3р
2	8,25	3	7	3,17	1	12	1,516	5
3	7,18	2	8	2,90	3	13	1,492	2
4	4,94	3	9	2,80	1			
5	4,54	9	10	4,60	4р			

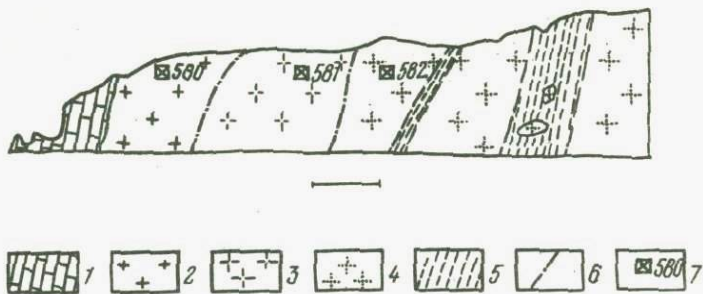
Химические анализы образцов неизмененного и выветрелого пироксенита приведены в табл. 39-40.

Пегматитовая жила сложена почти нацело крупнокристаллическим полевым шпатом (решетчатый микроклином,  $N_{g'} = 1,520$ ;  $N_{p'} = 1,514$ ), который местами, особенно близ контакта с пироксенитом, дезинтегрирован до порошкообразного состояния. Порошок представлен тем же микроклином, но, судя по рентгенограмме фракции менее 1 мк (табл.9); помимо полевого шпата здесь присутствует каолиновый минерал (галлуазит).

Таблица 9

Порошкограмма фракции менее 0,001 мм дезинтегрированного пегматита (обр. 1128, насыщен глицерином), залив Боян-Шунген

Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I	Номер линии	$d, \text{Å}$	I
1	17,89	1	6	3,55	3р	11	2,338	3
2	7,13	10	7	3,35	2	12	2,040	2
3	4,39	10	8	3,186	10	13	1,484	7
4	4,16	4	9	2,556	3			
5	4,02	4	10	2,492				



Фиг. 22. Схематический профиль коры выветривания на гранитах на мысе Харалдайский (о-в Ольхон)

1 - мраморы; 2 - граниты; 3 - гранитная дресва; 4 - каолины; 5 - милониты; 6 - границы зон коры выветривания; 7 - место отбора и номер образца

Кора выветривания гранитов на мысе Харалдайский. Мыс выступает на 100 м и имеет ширину в основании около 30 м. Мыс сложен в основном гранитами, выветрелыми в различной степени, и лишь на самой оконечности его обнажается толща мраморов хужирской свиты (фиг. 22). Граниты на расстоянии нескольких метров от контакта с мраморами наименее выветрены, а ближе к основанию мыса они сменяются дезинтегрированными и частично каолинизированными разностями. В соответствии с этим здесь по составу новообразованных минералов можно выделить зону дезинтегрированного гранита (дресва) и каолинитовую зону (каолин), причем границы между зонами проходят вертикально.

Невыветрелый гранит - крупнокристаллическая, очень плотная порода, состоящая из светлого сахаристого облика полевого шпата и серого кварца. Текстура обычно массивная, местами гнейсовидная. С поверхности и по трещинам порода окрашена в бурый цвета окислами железа. Минеральный состав гранитов (подсчитано в шлифах): микроклин - 68%, кварц - 25%, олигоклаз - 4%, мусковит и биотит - 3%. Микроклин всегда ясно решетчатый, часто с пертитовыми вростками плагиоклаза самой разнообразной формы. Показатель преломления микроклина  $Ng' = 1,525 \pm 0,002$ . Олигоклаз или альбит-олигоклаз полисинтетически sdвойникован, часто включает мирмекитовые вростки кварца.

В зоне дресвы можно выделить две подзоны, различающиеся степенью дезинтеграции гранитов, а именно; подзону слабо дезинтегрированных гранитов и подзону интенсивно дезинтегрированных гранитов.

Подзона слабо дезинтегрированных гранитов мощностью в несколько метров характеризуется появлением в граните сетки трещин. Полевой шпат и кварц становятся слабо трещиноватыми, и гранит довольно легко раскалывается молотком. Микроклин остается свежим, но пертитовые вростки в нем олигоклаза почти сплошь замещены агрегатами изотропного глинистого минерала, который, как показали детальные определения, представлен галлуазитом (см. раздел "Галлуазит").

Подзона интенсивно дезинтегрированных гранитов характеризуется сильной трещиноватостью микроклина; породы приобретают сахаристобелый цвет в обнажении. Вследствие сильной трещиноватости полевого шпата и частично кварца гранит превращается в своеобразную рыхлую сыпучую дресву, которая лишь на месте залегания сохраняет гранитную текстуру и структуру.

В каолиновой зоне микроклин в той или иной степени замещен каолинитом. Из других первичных минералов в этой зоне сохраняется лишь кварц, изредка встречаются и чешуйки мусковита или мусковитовой гидрослюды. Каолин сохраняет полностью первоначальную текстуру гранита и можно даже различить отдельные псевдоморфозы каолинита по микроклину.

Каолиновые агрегаты сложены кристаллами чешуйчатой и червеобразной формы, причем величина отдельных кристаллов колеблется от 0,3 мм до субмикроскопических размеров, а основная каолиновая масса раскристаллизована неравномерно.

В интенсивно дезинтегрированных и каолинизированных гранитах залегают многочисленные жилы кварца мощностью около 5–10 см и секущие зоны интенсивно перемятой глинистой породы. В этих зонах встречаются крупные блоки каолинизированного гранита. Мощность зон перемятых глинистых пород составляет от нескольких сантиметров до десяти метров и более. Они часто сопровождаются жилами кварца.

Интенсивно перемятая глинистая порода светло-бурой и темно-бурой окраски характеризуется наличием многочисленных зеркал скольжения, включениями чешуек графита и угловатых зерен кварца. Судя по рентгенограмме (табл. 10), эти глины состоят в основном из монтмориллонита и каолинового минерала.

Текстурные и структурные особенности этих глин указывают на их образование за счет выветривания перемятых пород по зонам тектонического дробления. Наиболее интенсивно выветрелые граниты приурочены к участкам обильного развития зон перемятых глин и кварцевых жил.

Таблица 10

Порошковаяграмма глины из зоны дробления пород в дезинтегрированном граните на мысе Харалдайский (обр. 1123, насыщен глицерином)

Номер линии	°		Номер линии	°		Номер линии	°	
	d, Å	I		d, Å	I		d, Å	I
1	17,90	10	6	3,34	5	11	2,34	3
2	7,19	5	7	3,26	1	12	2,30	1
3	4,56	5p	8	2,57	3	13	2,013	2
4	4,14	5p	9	2,50	1	14	1,489	5
5	3,56	5	10	2,42	1			

В табл. 11 приведены данные гранулометрического анализа каолинизированного гранита (обр. 595). Минеральный состав фракций 0,01-0,1 мм определяли иммерсионным путем, фракции менее 0,01 мм - путем пересчета химических анализов.

Таблица 11

Гранулярный и минеральный составы каолинизированного гранита (обр. 585, обнажение на мысе Харалдайский)

Конечные размеры фракций, мм	Содержание фракции, %	Минеральный состав					
		кварц		микроклин		каолинит	
		а	б	а	б	а	б
< 0,01	19,0	1	0,2	22	4,2	75	14,3
0,01-0,1	17,5	-	-	80	14,0	20	3,5
0,1-0,2	11,0	10	1,1	90	9,9	-	-
0,2-0,5	15,6	25	3,9	75	11,7	-	-
0,5-1,0	7,0	40	2,8	60	4,2	-	-
1,0-3,0	23,0	80	18,4	20	4,6	-	-
3,0-5,0	4,8	90	4,3	10	0,5	-	-
> 5,0	2,1	90	2,0	10	0,1	-	-
Сумма	100,0		32,5		49,2		17,8

Определение пофракционного минерального состава показало, что этот каолинизированный гранит на 50,7% состоит из калиевого полевого шпата. Каолинит составляет небольшую часть породы и входит преимущественно в состав фракции менее 0,01 мм, а основная масса кварца находится во фракциях более 1,0 мм, тогда как полевой шпат (микроклин) концентрируется (до 85%) во фракции 0,1-1,0 мм. Отмечаем, что такое распределение минералов по фракциям в частично каолинизированном граните указывает на то, что из этих пород можно легко извлекать полевошпатовые концентраты с весьма высоким содержанием полезного компонента.

Химические анализы неизмененного и выветрелого гранита приведены в табл. 30.

#### Западное Прибайкалье

Тажеранское проявление коры выветривания приурочено к одноименной возвышенности, расположенной юго-восточнее Приморского хребта между проливом Ольхонские Ворота и р. Ангарой. Территория представляет собой всхолмленное плато, приподнятое над уровнем озера на 300-400 м.

В большей части этого района наблюдается чередование гряд и долин северо-восточного простирания. Гряды возвышаются над соседними долинами на 80–120 м. Ширина долин обычно составляет 0,8–1 км. В некоторых таких долинах, например в долинах Борсойский Тажеран, Улан-Нурской, Кучулгинской и Загалмайской, канавами и скважинами вскрыта кора выветривания на архейских гнейсах и кристаллических сланцах.

В Загалмайской долине под неогеновыми и эоплейстоценовыми отложениями мощностью 82 м скважинами вскрыта кора выветривания на биотитовых гнейсах мощностью около 40 м. Нижние 15–20 м вскрытого разреза представлены гнейсами с частично измененными плагиоклазами и гидратированными биотитами; верхняя часть разреза – каолинит-гидрослюдистыми породами (Рыбаков, 1964).

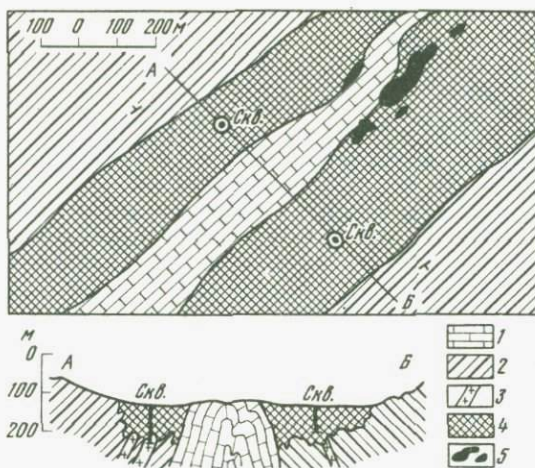
В долине Борсойский Тажеран скважинами вскрыта кора выветривания мощностью около 100 м (фиг. 23), развитая на гнейсах и кристаллических сланцах, среди которых преобладают роговообманковые сланцы, биотитовые гнейсы, пегматиты и габбро. По нашим данным, кора выветривания здесь имеет довольно пестрый состав и даже в самых верхних частях разреза, вскрытого канавами, представлена монтмориллонит-нонtronитовыми, гидрослюдистыми и слабоизмененными дезинтегрированными породами.

Превышение гривок неизмененных пород над нижней границей коры выветривания в этом районе достигает около 150–200 м.

Озерское проявление коры выветривания выделяется в Озерской долине в районе марганцевого и фосфатного месторождения. Здесь, по данным Н.А. Логачева и др. (1964), вскрыта кора выветривания до глубины более 116 м на биотитовых диоритах и биотитовых плагиогнейсах архейского возраста. Озерская долина имеет ширину около 0,8 км и простирается почти в меридиональном направлении примерно от района Нарын-Кунтинского месторождения полевого шпата к югу в направлении Крестовской бухты.

В днище долины под озерными песчаными глинами мощностью 3 м (четвертичного возраста) вскрыта кора выветривания. Борта долины, поднимающиеся на 300 м с обеих сторон, сложены невыветрелыми породами того же комплекса, на котором отмечается кора выветривания. Судя по отдельным описаниям (Логачев и др., 1964), строение коры выветривания здесь представляется следующим. В коре выветривания, развитой на биотитовых диоритах, выделяются две зоны: нижняя зона мощностью около 15 м – частично выветрелые породы с гидрослюдами и монтмориллонитом – и верхняя зона мощностью 50–60 м, представленная каолинит-гидрослюдистыми породами с реликтовыми зернами кварца. С корой выветривания в Озерской долине связаны месторождения марганца (Бетехтин, 1946) и фосфатов (Зайин, 1967).

В коре выветривания других пород района отмечается гидрослюдизация биотита и плагиоклазов. Обильное развитие гидрослюды, устанавливаемое в этом проявлении коры выветривания, дает возможность предположить, что здесь мы имеем нижние горизонты или корни коры выветривания.



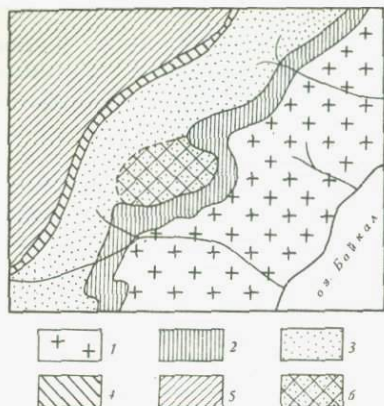
Фиг. 23. Условия залегания коры выветривания в долине Борсойский Тажеран (по Логачеву и др., 1964)

1 - мраморы; 2 - гнейсы и кристаллические сланцы; 3 - пегматитовые жилы; 4 - кора выветривания; 5 - инфильтрационные железо-марганцевые скопления

Севернее Озерского проявления известна кора выветривания мощностью в несколько десятков метров, развитая по архейским метаморфическим породам. Рассматривая проявления коры выветривания Приольхонья, нельзя не упомянуть о залежах бурого железняка, описанных еще Б.Н. Артемьевым (1926). Эти проявления бурого железняка обычно в виде слабоокатанных обломков лимонита или "коренных" охристых железных руд приурочены к участкам развития коры выветривания - "долинам": Борсойский Тажеран, Кучулгинской и др. На Петрово-Поповском железорудном месторождении бурые железняки на глубине около 100 м сменяются сульфидными рудами. Указывается (Малых, 1962), что бурые железняки представляют собой зоны окисления сульфидных руд.

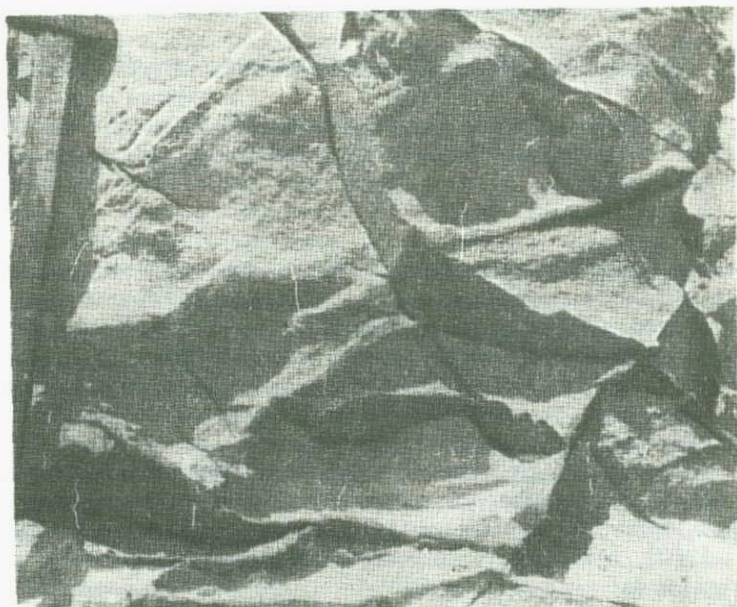
С Сарминским проявлением коры выветривания, очевидно, связано одноименное месторождение фосфоритов (Логачев и др., 1964). Месторождение расположено на р. Сарме в Приморском хребте. Кора выветривания развита на породах улунтуйской свиты верхнего протерозоя в виде карманов глубиной более 40 м. Материнскими породами здесь являются фосфатно-карбонатно-кремнистые и карбонатные отложения, а породы коры выветривания представлены брекчиевидными глинистыми плотными и рыхлыми образованиями, обогащенными вторичными фосфатами.

Харгинское месторождение кварцевых песков. Реликты своеобразной коры выветривания в виде толщи элювиальных, почти чисто кварцевых песков, слагают известное Харгинское месторождение. Это месторождение расположено у северо-западного побережья Байкала, на



Фиг. 24. Геологическая схема района Харгинского месторождения кварцевых песков (по Бабковой, 1958)

1 - граниты; 2 - доломиты, сланцы, известняки голоуспенской свиты; 3 - кварцевые песчаники голоуспенской свиты; 4 - известняки улунтуйской свиты; 5 - глинистые и алевритистые сланцы улунтуйской свиты; 6 - элювиальные кварцевые пески по песчаникам голоуспенской свиты



Фиг. 25. Элювиальные пески (кварцевые) на Харгинском месторождении. "Сотовая" текстура песков, образующаяся в результате вторичной цементации песчинок вдоль трещин кливажа

юго-восточном склоне Приморского хребта, в 85 км северо-восточнее р. Ангары. На месторождении, отстоящем от берега в 3 км, в левом борту пади Харгин, на водоразделе, карьером вскрыта кора выветривания на кварцитах голоуспенской свиты верхнего протерозоя (фиг. 24) Породы коры выветривания представлены кварцевыми песками мощ-

ностью более 26 м, элювиальная природа которых была доказана Я.Я.Аржемским (1937) и позднее подтверждена М.С. Бабковой (1958).

Наиболее древние породы в районе – архейские граниты, которые перекрываются отложениями голоустенской и улунтуйской свит. Эти отложения смяты в пологие складки.

Горизонт кварцевых песчаников выходит на поверхность в виде полосы северо-восточного простирания шириной от 0,7 до 2,0 км. Кроме кварцевых песчаников в этом горизонте в подчиненном количестве присутствуют маломощные линзы и прослои карбонатных и песчано-карбонатных пород.

Толща элювиальных кварцевых песков залегает, по данным М.С.Бабковой (1958), в ядре синклинальной складки. Карьер, заложенный для добычи кварцевого песка, находится на юго-восточном крыле складки. В северной стенке карьера высотой до 20 м залегают рыхлые кварцевые пески, среди которых, особенно в основании стенки и в дне карьера, выходят отдельные глыбы и пласты плотных кварцитовидных песчаников. Объемный вес кварцитовидного песчаника достигает  $2,54 \text{ г/см}^3$  (обр. 648). Около трещин песчаники приобретают ооздреватую текстуру и отчасти рыхлое сложение. В боковых и верхних частях карьера кварцитовидные песчаники постепенно сменяются рыхлыми кварцевыми песками, в которых текстурные особенности материнских пород не только сохраняются, но даже становятся более выразительными. Так, в рыхлых песках отчетливо наблюдаются реликтовые горизонтальная и косая слоистости и трещины кливажа (фиг. 25). Слоистость в песках выражается в чередовании тонких прослоев разной зернистости – от тонко- до крупнозернистых. Кварцевые пески почти мономинеральные породы, о чем свидетельствуют данные химического анализа (табл. 12) и их изучение в шлифах.

Таблица 12

Химический состав кварцевых песков (по 52 анализам лаборатории треста "Сибгеолнеруд", по Бабковой, 1958)

Компоненты	Содержание, %	
	пределы колебаний	среднее
$\text{SiO}_2$	95,91–98,90	97,28
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,73–3,68	1,86
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,06–0,60	0,23
$\text{K}_2\text{O}$	0,12–0,34	0,24
$\text{CaO}$	Следы–0,28	0,18
$\text{MgO}$	Следы–0,21	0,12
$\text{TiO}_2$	0,00–0,04	0,02

Главные примеси — окислы железа и глинистые минералы; последние встречаются почти повсеместно в виде отдельных чешуек, но особенно обильны они (до 50%) в наиболее тонкозернистых песках. Микроскопически они выделяются в виде агрегатов тонких бесцветных чешуек (высоко и слабо дупреломляющих) гидрослюды и каолинита. Гидрослюдисто-каолинитовая природа этих чешуек подтверждается данными термического анализа.

Объемный вес рыхлых сыпучих песков колеблется от 1,71 до 1,85 г/см<sup>3</sup>.

Изучение рыхлых песков с ненарушенной текстурой в шлифах показывает, что отдельные песчинки окружены регенерационными каемками и лишь соприкасаются одна с другой, но не связываются в единый агрегат, как в кварцитовидных песчаниках. Очевидно, удалением части кварцевого цемента из песчаников можно объяснить образование всей толщи рыхлых кварцевых песков. Удаление кварцевого цемента сопровождается увеличением пористости и соответственно уменьшением объемного веса от 2,54 до 1,71 г/см<sup>3</sup>. Расчеты показывают, что при этом выносятся около 1/3 первоначального количества SiO<sub>2</sub>. Возможно, что пески частично образовались и за счет песчаников на карбонатном цементе в результате выщелачивания последнего (Бабкова, (1958), однако нами нигде в пределах карьера не было обнаружено в плотных породах никаких следов карбонатов.

На кварцевых песках залегают шебнистые разнозернистые делювиальные пески мощностью 2–3 м. Они содержат многочисленные крупные до нескольких сантиметров обломки кварцитовидных песчаников и сцементированы каолинит-гидрослюдистым материалом (обр. 653).

Интересно отметить, что в архейских гранитах близ контакта с доломитами голоустенской свиты М.С. Бабкова (1958) обнаружила зону каолинизированных пород.

Элювиальные кварцевые пески известны еще в целом ряде пунктов в полосе распространения пород голоустенской свиты в районе Приморского хребта, при этом указывается (Бабкова, 1958), что они, как правило, приурочены к водораздельным участкам рельефа.

В районе Слюдянского месторождения флогопита еще С.С. Смирновым (1928) описаны каолинизированные пегматиты. Первичные каолины занимают значительную площадь и приурочены к верхней части правого борта Сухого ручья. Судя по химическим анализам, эти каолины сложены почти нацело каолинитом и кварцем.

Непосредственно в районе месторождения флогопита в начале 50-х годов разведывалось с поверхности слюдопроявление (заявка № 6), оставленное из-за сплошной гидратации содержащейся в жиле слюды. Впоследствии это же слюдоносное тело было подсечено штольней, проведенной на уровне дна пади Улунтуй, и здесь слюда не показала никаких признаков вторичной гидратации. Связь гидратации слюды с реликтами пенепленизированной поверхности, которая обнаруживается в этом случае, с нашей точки зрения, уверенно свидетельствует о приуроченности этой гидратации к древнему выветриванию.

В Тункинской впадине примерно на широте Слюдянки описана (Волколаков, Хлыстов, 1967) кора выветривания на базальтах. Возраст

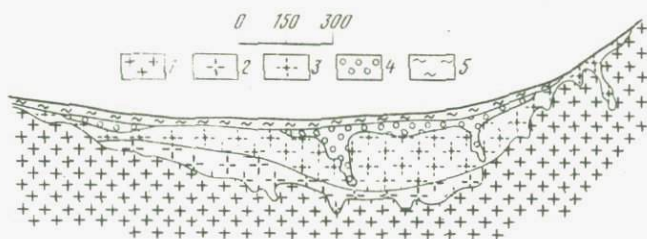
базальтов условно определен как раннекайнозойский (?). Кора выветривания имеет мощность около 10 м и представлена в низах преимущественно монтмориллонитовыми, а в верхах – преимущественно каолинитовыми породами. В каолинитовых породах установлена примесь гидрагиллита.

На коре выветривания и неизмененных породах залегают осадки танхойской толщи (миоцен).

### Восточный Саян

Сведения о проявлении древней коры выветривания в Восточном Саяне почти отсутствуют, что, видимо, связано с плохой изученностью образований такого рода. Практически можно указать лишь один район с хорошо изученными проявлениями мощной коры выветривания – это район месторождения карбонатитов. Кора выветривания здесь интенсивно изучалась и описывалась (Писемский, Зверева, 1962; Зверева и др., 1963; Зверева, Гуреев, 1963). Ниже приведено краткое описание этого проявления коры выветривания по данным указанных авторов.

Кора выветривания развита повсеместно на карбонатитах (фиг. 26), на породах ийолит – мельтейгитового ряда, нефелиновых сиенитах и пикритовых порфиритах, образующих крупный массив щелочных пород палеозойского возраста, а также на вмещающих этот массив породах – диабазах, гранитах и осадочно–метаморфических породах протерозоя. Мощность коры выветривания в зонах тектонических нарушений достигает 70–80 м, изменяется от 10 до 50 м. Нижние горизонты коры выветривания карбонатитов представлены сыпучими дезинтегрированными породами, верхние горизонты – охристыми и гидрослюдисто–глинистыми образованиями. Сохранение текстур материнских пород отмечается в охристых продуктах выветривания. Среди продуктов выветривания силикатных пород в нижних горизонтах коры выветривания наибольшее развитие получают гидрослюды и гидрохлориты.



Фиг. 26. Геологический разрез коры выветривания на карбонатитах (по Зверевой и др., 1963; с упрощениями)

1 – кальцитовые и анкеритовые карбонатиты и ийолит–мельтейгитовые породы; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – охры и гидрослюдисто–глинистые образования; 4 – продукты переотложения коры выветривания и карстовые образования, 5 – аллювиальные отложения

На коре выветривания карбонатитов широко развиты карстовые западины, погребенные до глубины 70 м. Перекрывается кора выветривания аллювиальными и делювиальными отложениями.

Возраст коры выветривания на основе различных сопоставлений и предположений определялся то как мезозойский (Писемский, Зверева, 1962), то как позднеэоценовый (Зверева и др., 1963). Такое омоложение коры выветривания было вызвано опасениями того, что более древняя кора выветривания не могла сохраниться от размыва. Более того, указанные авторы распространяют время ее образования на четвертичную эпоху и приуроченность наиболее мощной коры выветривания к днищу речной долины объясняют тем, что под днищем речной долины процессы выветривания протекают наиболее интенсивно. Однако, судя по описаниям условий залегания и морфологии коры выветривания, можно полагать, что здесь мы имеем дело с наиболее глубокими корнями коры выветривания, проникшими по тектоническим ослабленным зонам, т.е. корой выветривания линейного типа. Отсутствие сведений об относительных превышениях склонов над днищем долины не позволяет предварительно оценить первоначальную мощность коры выветривания, но во всяком случае она составляла более 100 м.

На золоторудных месторождениях древней Гараганской глыбы между Окинским и Ильчирским синклиниями установлены (Феофилакт, 1966) зона окисления и связанное с ней вторичное обогащение золота на глубине 70–120 м. Как уже было показано (Петров, 1967), зоны окисления рудных месторождений генетически обычно связаны с древней корой выветривания. По-видимому, и в данном случае зона окисления золотоносных руд является реликтом древней коры выветривания.

В бассейне р. Оки описаны (Глоба и др., 1964) своеобразные брекчии (?), полностью состоящие из продуктов разрушения среднепалеозойских граносиенитов. Возможно, что здесь также вскрываются корни древней коры выветривания – зона дресвы. Залегают эти брекчии под мощной (до 1000 м) толщей песчаников и конгломератов юрского возраста. К сожалению, отсутствуют сведения об условиях залегания указанных продуктов разрушения и их составе, что пока не позволяет безоговорочно отнести их к породам коры выветривания.

### Иркутский бассейн

В изученном нами районе Бельского и Трошковского месторождений каоцитовых глин карбонатные породы ангарской и булайской свит кембрия обнажаются по берегам рек и повсеместно включают и подстилают пласты кремнево-глинистой брекчии. Карбонатные породы представлены в основном тонко- и мелкозернистыми доломитами с редкими маломощными пластами доломитизированных известняков, мергелистых и песчаных пород.

Образование кремнево-глинистой, карбонатно-кремнистой и других типов брекчиевых пород, залегающих среди типичных доломитов и известняков кембрия, некоторые исследователи (Маслов, 1940; Пармузин, 1954) связывали с процессами древнего, мезозойского карста.

Условия залегания кремнево-глинистой брекчии и карбонатных пород иллюстрируют следующие разрезы. В.С. Карпышевым (1962) по обнажениям р.Белой и ее притоков описан следующий разрез.

Измененные породы ангарской свиты здесь залегают на доломитах булайской свиты, верхняя часть которой вскрыта в береговых обнажениях. Ангарская свита представлена двумя пачками (снизу вверх).

1. Пачка доломитов серых, коричневых, тонкозернистых, плитчатых, местами рассланцованных; в нижней части – прослой карбонатных брекчий и окремнелых пород, мощность 24 м.
2. Пачка доломитов серых и светло-серых с прослоями мергелистых песчаных разностей и оолитовых доломитов; местами наблюдается линзовидное окремнение, мощность 60 м.

На левом берегу р. Белой, в 2,5 км юго-восточнее с. Кекуры, канавой вскрыты доломиты, брекчии и перекрывающие их песчаники черемховской свиты (снизу вверх от уровня р. Белой).

1. Кремнево-глинистая брекчия с крупной щебенкой кремня и глинистым цементом. В цементе примесь песчаных и алевритовых зерен кварца и халцедона. Основная масса – тонко- и криптозернистая, каолинистового состава, включает немного чешуек светлой гидрослюды (в 10 м ниже по течению реки брекчия сменяется серыми доломитами, однако контакт между этими породами задернован), мощность брекчии 5 м (видимая).
2. Пачка чередующихся прослоев мощностью в несколько сантиметров: а) мергелистых доломитов темно-серых тонкозернистых с примесью зерен кварца и б) алевролитов зеленовато-серых, состоящих из кварца, сцементированного глинистым материалом: белая гидрослюда, каолинит, зеленый хлорит, мощность пачки 2 м.
3. Кремнево-глинистая брекчия, плотная с буроокрашенным цементом с линзовидными прослоями темно-серой твердой каолинистовой глины мощностью до 10 см, мощность брекчии 2 м.
4. Кремнистая "плита" – очень прочно сцементированная кремневая брекчия, мощность 1 м.
5. Красновато-бурые песчаники с прослоями алевролитов, глинистых сланцев и рыхлой сыпучей породы красного цвета, мощность 5 м.
6. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями алевритов и глины, мощность 1 м (видимая).

На Черемховском каменноугольном месторождении отложения угленосной юры почти повсеместно подстилаются прочно сцементированной кремневой брекчией – "кремнистой плитой". Ниже отдельными скважинами обычно вскрываются чередующиеся пачки кавернозных доломитов и плотных кремнево-глинистых брекчий мощностью 5–10 м.

Кроме брекчий, на доломитах ангарской свиты скважинами часто вскрываются толщи доломитовой муки. Так, скв. 194 (Протасовский

участок Гымильского месторождения) вскрыты следующие породы, подстилающие каолиновые глины (снизу).

1. На глубине 40,7 м доломитовая мука с линзочками слабоизмененного доломита, бурая (обр. 1005), мощность 4,7 м.
2. Выше залегает кремнево-глинистая брекчия серого и бурого цвета, состоящая из обломков кремня, прочно сцементированных песчано-глинистым материалом и окислами железа, мощность 9 м.
3. На брекчии залегает пласт каолиновых глин, мощность 10 м.

Микроскопическое изучение доломитовой муки в шлифах показывает, что она сложена мелкими кристалликами доломита размером около 0,05 мм и более крупными до 0,5 мм в диаметре округлыми стяжениями микрозернистого халцедона. Это позволяет предположить, что доломитовая мука здесь образовалась за счет частично окремнелых доломитов, которые обычны в верхах разреза ангарской свиты.

Образования доломитовой муки на поверхности карбонатных пород под брекчией наблюдались нами также в ряде береговых обнажений по р.Белой, однако мощность ее здесь не превышала 10 см.

В 200 м от канавы 1 выше по течению р.Белой обнажаются доломиты, покрытые доломитовой мукой и различными осадочными породами. В доломитах находится узкая расщелина, выполненная темно-серыми, зеленоватыми аргиллитами с обломками доломитов. Доломиты, толстоплитчатые и массивные, в нижней части обнажения, вверх и к расщелине становятся более тонкоплитчатыми и с поверхности на глубину несколько сантиметров окрашены в бурый цвет. Непосредственно на доломитах залегает слой бурой охристой рыхлой доломитовой муки мощностью около 10 см, содержащей линзочки плотного слабоизмененного доломита. На доломитовой муке залегают темно-серые аргиллиты мощностью 5-6 см. Аргиллиты состоят из зерен кварца, халцедона и белой слюды, сцементированных хлоритовым материалом. Выше залегают темно-серые алевролиты, состоящие из кварца, микроклина и белой гидрослюды.

Эти немногочисленные наблюдения дают основание считать, что доломитовая мука в районе месторождений — довольно обычный продукт выветривания доломитов.

Приведенные примеры показывают, что кремнево-глинистая брекчия — обычный компонент в разрезах ангарской свиты, причем брекчия эта залегает не только на поверхности карбонатных пород, но и среди них в виде "внутриформационных" горизонтов.

Карбонатные породы несут признаки интенсивного наложенного окремнения в виде послойных или линзовидных и округлых конкреций

---

<sup>1</sup>Интересно отметить, что при современном выветривании окремнелых карбонатных пород, наблюдаемых в обрывах по берегам р.Белой, конкреционные образования кремнезема распадаются на точно такие же остроугольные обломки (щебенку), которыми сложена в основном кремнево-глинистая брекчия.

кварцево-халцедонового состава. Сравнительное микроскопическое изучение многочисленных кремневых конкреций из карбонатной толщи и кремневой щебенки из брекчии, проведенное нами, показало, что по составу и структуре они почти не различаются.

Даже наиболее чистые разновидности карбонатных пород из верхних горизонтов ангарской свиты содержат значительную примесь кремнезема, о чем свидетельствуют, данные, приведенные в табл. 13.

Таблица 13

Химический состав карбонатных пород ангарской свиты  
(по данным П.В. Калашникова и др., 1961 г., 1964 г.), в %

Компоненты	Реки Малая и Большая Белая	Бельское месторожде- ние, Протасовский участок
	пределы колебаний	пределы колебаний
CaO	28,27-43,88	29,66-33,18
MgO	3,89-22,11	18,18-20,90
П.п.п.	38,04-46,82	-
SiO <sub>2</sub> + R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17-6,48	2,96-8,00
SO <sub>3</sub>	0,02-0,13	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы - 0,12	-
MnO	0,01-0,03	-
R <sub>2</sub> O	Нет	-

Кремнево-глинистая брекчия представляет собой в общем породу, сложенную на 50-70% крупными обломками кварцево-халцедонового состава, сцементированными песчано-глинистым материалом. О форме кремневой щебенки говорит уже само ее название. Обычно это обломки остроугольной, остросеребряной и угловатой формы, часто плитчатой. Кроме того, изредка встречаются образования того же состава конкреционной формы, достигающие очень большого размера. Цвет кремневой щебенки от серого до черного. В ней часто отмечается слоистость, причем в плиткообразных обломках она ориентирована параллельно наибольшим сторонам и сечется другими их сторонами. Микроскопическое изучение многочисленных шлифов остроугольной щебенки показало, что они состоят в основном из агрегата кварца и халцедона. Структура обломков неравномернoзернистая, часто наблюдается зональная текстура. Среди основной кремнеземной массы иногда отмечаются резкие неправильные участки карбонатного минерала и изотропного глинистого вещества.

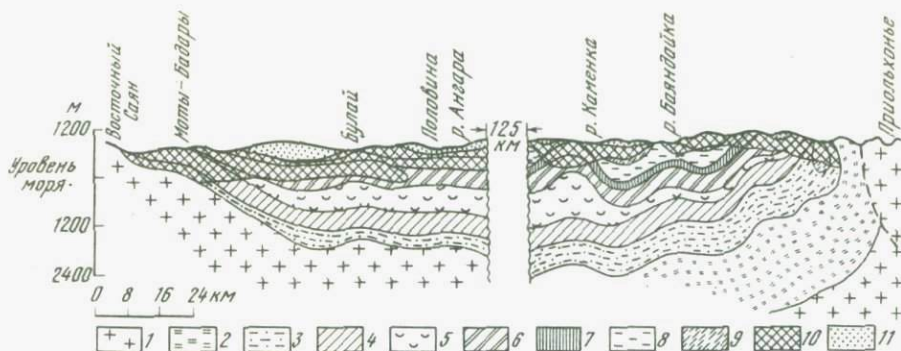
Цемент брекчий имеет темно- и светло-серую, темно-зеленую и бурую окраску. Различаются брекчии с массивной однородной текстурой и реже - со сланцеватой, с многочисленными зеркалами скольжения, указывающие, вероятно, на текстуры обрушения или оползания. Цемент представлен тонкодисперсными кварцем, каолинитом, хлоритом и гидрослюдами. Буроокрашенные брекчии обычно пропитаны окислами железа, а темно-зеленые обычно содержат хлорит и пирит.

Особый интерес представляет кремнистая плита, часто встречающаяся непосредственно под угленосными осадками юры. Эта плита вскрыта в районе Трошковского и Бельского месторождений в нескольких участках, в частности, она вскрыта шурфом 43. Микроскопическое изучение плиты показывает, что она состоит из алевритовых и песчаных зерен кварца и халцедона, сцементированных кремнеземистым и частичного глинистым материалом. Химический состав плиты приведен в табл.14.

Таблица 14

Химический состав (в %) кремнево-глинистой брекчии на Бельском и Трошковском месторождениях каолинитовых глин

Компоненты	Бельское	Трошковское	Бельское
	Кремнево-глинистая брекчия, по П.В. Калашникову и др., 1964 г.	Кремневая щебенка, по Э.В. Вареник и др., 1961 г.	Кремнистая плита, шурф 43, обр. 315
	пределы колебаний	пределы колебаний	среднее
SiO <sub>2</sub>	61,5-84,6	88,75-96,12	68,98
TiO <sub>2</sub>	0,27-0,92	0,01-0,10	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,4-21,61	6,02-8,46	19,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40-9,99	0,00-2,53	1,95
FeO	-	-	0,27
MgO	0,63-1,99	0,02-0,32	0,36
CaO	0,18-1,38	0,00-0,43	0,61
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	0,35-3,88	0,00-0,41	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	0,50-3,14 (П.п.п.)	6,86
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	0,46
CO <sub>2</sub>	-	-	0,10



Фиг. 27. Схематический профиль коры выветривания на кембрийских породах в Иркутском амфитеатре (по данным Писарчик, 1963)

1 – породы кристаллического фундамента платформы и складчатого обрамления; 2 – синийские (верхнепротерозойские) отложения байкальского комплекса; 3–9 – кембрийские карбонатно-сульфатно-галогенные породы, свиты: 3 – ушаковская; 4 – мотская; 5 – усольская; 6 – бельская; 7 – булайская; 8 – ангарская; 9 – верхоленская; 10 – кора выветривания; 11 – юрские песчано-глинистые угленосные отложения

Приведенные примеры показывают, что кремнево-глинистая брекчия, присутствующая в виде пластов среди доломитов и покрывающая их, по-видимому, представляет собой остаток после выщелачивания или выветривания окремненных карбонатных пород, которые содержали также примесь терригенного материала – кварца, полевого шпата, слюд и др. Существенным компонентом цемента брекчии и прослоев глин, как показывают данные анализов, является каолинит с весьма низкой степенью упорядоченности.

На региональном окремнении и брекчировании сульфатно-карбонатной толщи кембрия Иркутского амфитеатра геологи уже издавна обращали внимание (Жемчужников, 1926; Яржемский, 1938; Маслов, 1940), связывая эти процессы с древним выветриванием. Кроме того, некоторые исследователи (Маслов, 1940; Пармузин, 1954) указывали на широкое развитие в Приангарье нижнепалеозойского, доюрского, карста.

Приведенные данные показывают изменение верхних горизонтов ангарской свиты. Исследования Я.К. Писарчик (1963) показали, что выветривание кембрийских отложений достигает глубины 400–500 м, причем нижняя граница измененных пород сечет границы свит кембрия (фиг. 27). Отмечены следующие типы выветривания сульфатно-карбонатных отложений: выщелачивание (образование доломитовой муки) и окремнение, развитые в верхних частях зоны измененных пород, и раздоломичивание, кальцитизация и десульфатизация, а также пиритизация, развитые в нижних частях зоны измененных пород. Эти процессы, согласно Я.К. Писарчик, сопровождаются брекчированием карбонатных пород и как следствие этого уменьшением первоначальной мощности пластов.

Зону выветрелых пород кембрия Я.К. Писарчик (1963) выделяет как своеобразную шляпу интенсивно преобразованных пород (генезис которой сходен с условиями образования кальцитового кепрока, возникающего в верхних частях гипсоангидритовых шляп соляных куполов) и считает, что ее образование происходило на протяжении всей посленижнепалеозойской истории, включая и современные этапы. Однако Я.К. Писарчик отмечает, что "максимальная мощность описываемой шляпы 400-500 м и местами более устанавливается в районах, где отложения кембрия... залегают непосредственно под покровом юрских отложений" (1963, стр. 213). Следовательно, наиболее интенсивно отмеченные процессы выветривания проявились в эпоху, предшествовавшую накоплению юрских отложений.

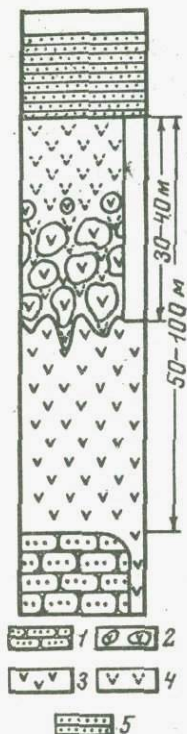
Таким образом, сопоставление всех данных по изучению продуктов выветривания сульфатно-карбонатной толщи кембрия в Иркутском амфитеатре позволяет нам выделить здесь мощную (до 400-500 м) своеобразную кору выветривания, верхняя возрастная граница которой определяется континентальными отложениями юры.

Тулунское проявление коры выветривания на траппах. В северо-западной части Иркутского бассейна широко развиты ордовикские песчано-глинисто-карбонатные породы, которые вмещают и покрываются пластобразными телами долеритов мощностью до 50-100 м. В геологических отчетах встречаются упоминания о коре выветривания на ордовикских песчаниках мощностью в несколько метров, но истинные мощности и строение этой коры неизвестны, так как она по литологическому и петрографическому составу почти не отличается от перекрывающих юрских осадочных пород.

Кора выветривания на траппах в изученных нами районах представлена в основном монтмориллонит-нонтронитовыми породами, сохранившими реликтовую структуру. Кора выветривания на траппах достигает мощности 40 м и перекрывается юрскими песчано-глинистыми отложениями (фиг. 28).

По данным Г.В. Куликовой и др. (1965 г.), материнские породы представлены оливиновыми долеритами, состоящими из плагиоклаза (60%), лабрадора № 57-70, моноклинного пироксена (25-30%), оливина (5-10%), ортоклаза (2-3%), кварца (1-2%) и рудных минералов (1-2%). В продуктах выветривания долерита установлены хлорит и минералы группы монтмориллонита - сапонит, монтмориллонит и нонтронит. В верхней части коры выветривания местами присутствует немного каолинита. В обнажениях окрестностей д.Трактово-Курзан, в левом борту р.Курзанка, частично выветрелые долериты характеризуются четко выраженной глыбовой, местами шаровой отдельностью (фиг. 29). Глыбы долерита, более выветрелые и рыхлые с поверхности, включают ядра неизменной породы. Разделяются глыбы прожилками глинистых минералов монтмориллонитового типа. Видимая мощность выветрелых долеритов около 20 м. Образование крупных округлых блоков в начальной стадии выветривания трапшов можно видеть и в Тулунском каменном карьере.

На участке Казаково скважинами под юрскими отложениями вскрыта кора выветривания на траппах мощностью около 10 м, представленная монтмориллонитизированными породами, сохраняющими реликты шаровой



Фиг. 28. Схематический профиль коры выветривания на траппах в Тулунском районе

1 - ордовикские песчаники; 2 - траппы; 3 - частично выветрелые породы; 4 - полностью монтмориллонитизированные породы; 5 - юрские песчано-глинистые отложения

Фиг. 29. Обнажение выветрелых траппов близ дер. Трактово-Курзан. Хорошо видна глыбовая ("шаровая") отдельность пород, возникшая на начальных стадиях выветривания траппов

или концентрически скорлуповатой отдельности. В общем отмечается (Куликова, Волостных, Травина, 1965 г.), что максимальные мощности коры выветривания приурочены к максимальным высотам доюрского рельефа и, вероятно, этот факт свидетельствует о том, что эпоха образования коры выветривания непосредственно предшествовала накоплению юрских отложений.

Среди минералов, слагающих кору выветривания, выделяются новообразованные минералы и реликтовые минералы материнских пород. Первые представлены преимущественно различными глинистыми минералами и окислами железа (обычно гетитом) и минералами кремнезема.

В коре выветривания алюмосиликатных пород описаны следующие новообразованные минералы: каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит, хлорит, гидробиотит, вермикулит, смешаннослойные биотит-хлорит и вермикулит-биотит, халцедон, гетит и литиофорит. Наиболее детально были изучены главнейшие глинистые минералы: каолинит, монтмориллонит, нонтронит, вермикулит и сложный окисел марганца-литофорит.

### Монтмориллонит

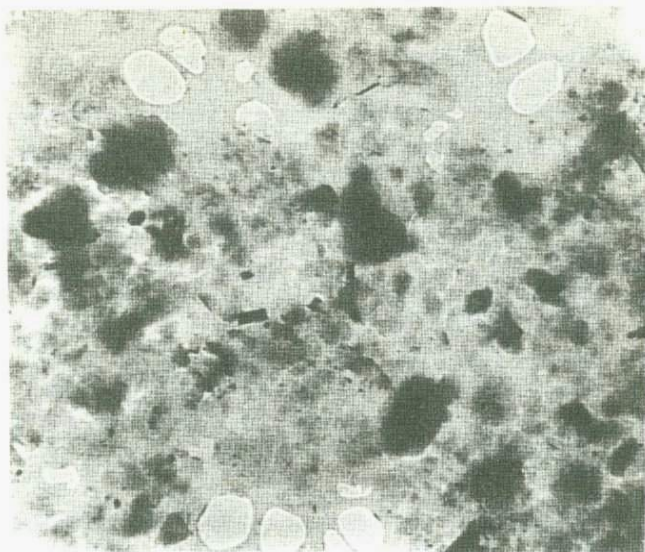
Среди минералов группы монтмориллонита в породах коры выветривания Ольхона нами были обнаружены и детально изучены собственно алюминиевый монтмориллонит и железистый нонтронит.

Монтмориллонит, несмотря на его широкое распространение в коре выветривания, весьма редко образует крупные мономинеральные скопления. Обычно монтмориллонит слагает основную тонкозернистую массу пород наряду с нонтронитом и гидрослюдами. В коре выветривания встречаются также скопления чисто монтмориллонитовой породы, образовавшейся по крупным линзам плагиоклаза лабрадорového состава (обр. 785).

Макроскопически образцы чистого монтмориллонита имеют белый цвет, мелоподобный или восковидный облик, высокую пластичность при горной влажности и значительную плотность или связность в воздушно-сухом состоянии. В тонких сколах монтмориллонит иногда слабо просвечивает. Наиболее часто монтмориллонит ассоциирует с нонтронитом и в этих случаях порода пятнисто и равномерно окрашена в зеленые цвета различных оттенков.

В шлифах под микроскопом монтмориллонит представляет собой микро- или криптозернистую массу желтоватой окраски или бесцветную весьма однородную по структуре. Лишь изредка в этой массе можно наблюдать мелкие червеобразные агрегаты (кристаллы?) монтмориллонита. Показатель преломления монтмориллонитов обычно колеблется от 1,500 до 1,520. Двупреломление очень низкое, не более 0,006, видимо, из-за высокой дисперсности минерала, хотя в природных ориентированных агрегатах оно достигает 0,020. Микроскопически устанавливается, что монтмориллонит образуется путем замещения плагиоклазов (лабрадора).

Ниже приведены результаты различных анализов трех образцов монтмориллонитов, представляющих собой мономинеральные скопления в виде прожилков (обр. 779 и 788), образовавшихся, по-видимому, инфильтрационным путем в коре выветривания ортоамфиболита и в виде псевдоморфоз по плагиоклазу (обр. 785). Микроскопически в анализированных образцах не обнаружено каких-либо примесей, за исключением весьма редких иголочек слюды (обр. 785).



Фиг. 30. Электронномикроскопическая фотография монтмориллонита, водная суспензия, увел. 11 000

Под электронным микроскопом анализированные монтмориллониты сходны между собой. В угольных репликах видны почковидные агрегаты, видимо, характеризующие поверхность излома образца. На фотографиях водных суспензий (фиг. 30) видны лишь облаковидные агрегаты частиц без каких-либо определенных кристаллографических ограничений. Агрегаты или частицы не имеют определенных размеров, возможно, монтмориллонит вообще диспергируется на индивидуальные частицы толщиной, приближающейся к толщине отдельного пакета (Грим, 1967).

В табл. 15 приведены порошкограммы двух образцов монтмориллонита - из прожилка в коре выветривания ортоамфиболита (обр. 779) и из псевдоморфоз по плагиоклазу (обр. 785). На порошкограммах выявляются базальные рефлексы вплоть до девятого порядка. Кроме базальных рефлексов выделяется ряд других, которые соответствуют общим отражениям типичного монтмориллонита (Мак-Юан, 1965), за исключением рефлекса при  $3,74\text{\AA}$ , который можно отнести к интенсивному базальному рефлексу (004) разбухающего хлорита.

На дериватограммах анализированных монтмориллонитов (фиг. 31) выделяются пять эндотермических эффектов, сопровождающихся потерей веса. Общая потеря веса монтмориллонитов почти соответствует сумме содержаний  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{H}_2\text{O}^-$ , определенных химически (табл. 16), поэтому все пять эндотермических эффектов, очевидно, обусловлены стадийной дегидратацией минерала. В табл. 16, составленной по дериватограммам, указаны температурные интервалы пяти выделенных стадий и потери воды на каждой стадии.

Таблица 15

Порошкограммы монтмориллонитов

Номер линии	а		б		Номер линии	а		б	
	d, Å	I	d, Å	I		d, Å	I	d, Å	I
1	16,31	10ш	17,89	10ш	9	2,77	3	2,96	2р
2	8,33	3	8,95	3	10	2,56	4р	2,59	3р
3	5,59	2	5,95	1	11	2,09	1р	-	-
4	(4,85)	3р	(4,90)	2р	12	1,86	1р	-	-
5	4,46	9	4,47	9	13	1,69	3р	1,71	1
6	4,16	2	-	-	14	1,640	3р	1,663	1
7	3,74	2	-	-	15	1,49 <sup>F</sup>	7	1,500	7
8	3,33	5	3,56	4					

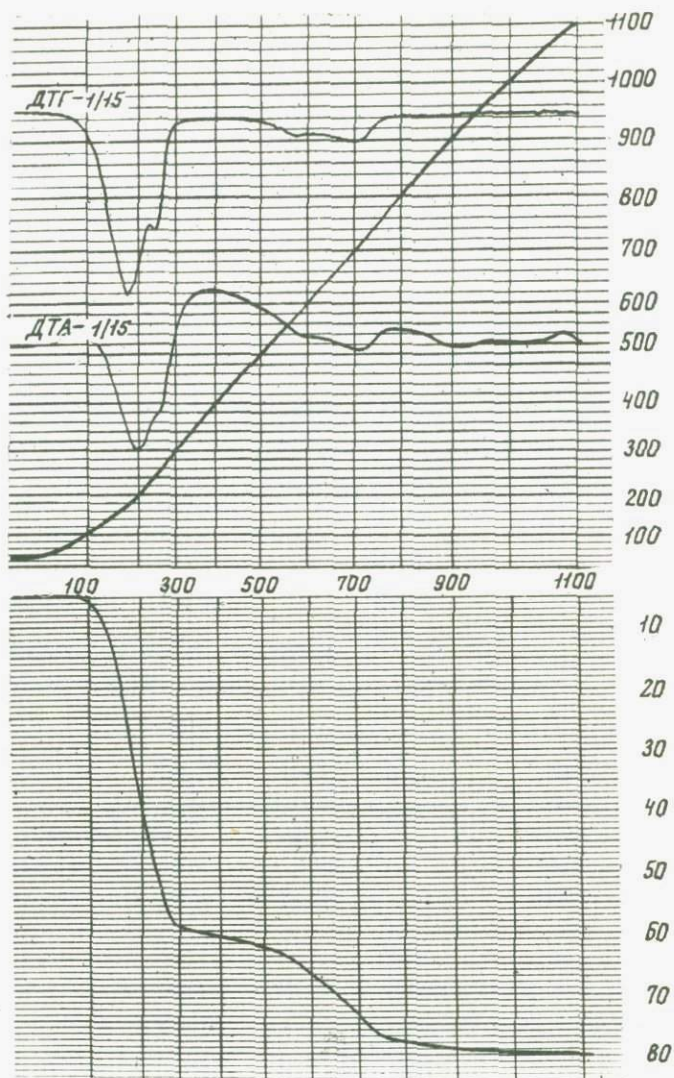
Примечание. а - обр. 779 - монтмориллонит из прожилков, насыщенный этилен-гликолем; б - обр. 785 - монтмориллонит псевдоморфный по плагиоклазу, насыщен глицерином.

Таблица 16

Сопоставление содержаний воды в двух монтмориллонитах, определенных химическим анализом и по кривой потери веса на дериватограмме (в %)

Номер образца	Химический анализ		Дериватограмма, °С				
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 110°	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 110°	220	220-370	370-600	600-800	800
779	12,43	7,47	10,80	4,06	1,90	2,94	0,55
			14,86		5,39		
	19,90		20,25				
785	11,82	7,38	10,30	2,60	1,58	3,16	0,52
			12,90		5,26		
	19,20		18,16				

Считают (Green-Kelly, 1957), что эндотермические реакции монтмориллонитов, имеющие место до 300°, обусловлены потерей межслоевой воды, связанной с обменными двухвалентными катионами (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> и др.), а более высокотемпературные реакции вплоть до 900°С вызваны потерей гидроксильных групп слоев. Установлено, что дегидроксилизация происходит при 500-700° у монтмориллонитов и при 700-900° у гекторитов.



Фиг. 31. Дериватограмма монтмориллонита из коры выветривания орто-амфиболита, о-в Ольхон

На приводимых дериватограммах видно, что дегидроксилизация в основном происходит в интервале 600–800°, что характерно для алюминиевых монтмориллонитов. Эндотермическая реакция в интервале 370–600° может быть обусловлена дегидроксилизацией нонтронитового компонента, однако в анализированных материалах слишком мало этого компонента (табл. 17), чтобы он мог обусловить такую сильную реакцию. Известно, что в указанном температурном интервале происходит дегид-

ратация бруситового слоя хлоритовых минералов и, возможно, последние присутствуют в виде примесей в анализированных монтмориллонитах.

Эндотермическая реакция в интервале 800–920° сопровождается потерей веса около 0,5%. Природа этой реакции не совсем ясна, но обычно ее связывают также с потерей гидроксидов, положение которых в структуре монтмориллонита остается неопределенным (Грим, 1959).

Следует отметить, что суммарная потеря веса, определенная по дериватограммам, близко соответствует сумме  $H_2O$  и  $H_2O$ , определенных

Таблица 17

Химические анализы монтмориллонитов из коры выветривания о-ва Ольхон

Компоненты	Обр. 779	Обр. 788	Обр. 785
SiO <sub>2</sub>	52,22	53,46	52,25
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,31	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,70	17,03	21,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	2,65	0,82
FeO	Не обн.	Не обн.	0,15
MnO	Следы	0,09	0,03
ZnO	0,5*	0,68	0,5*
MgO	2,96	2,54	2,46
CaO	1,64	2,21	2,22
H <sub>2</sub> O	0,32	0,39	0,41
K <sub>2</sub> O	0,07	0,07	0,39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,47	7,00	7,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	12,43	13,58	11,82
CO <sub>2</sub>	Не опр.	0,20	Не опр.
Сумма	99,45	100,21	99,65

Аналитики: М.Г. Замуруева (обр. 779 и 785) и Е.М. Нактинас (обр. 788). Обр. 779 и 788 – монтмориллонитовые прожилки в коре выветривания ортоамфиболитов, залив Уларья губа; обр. 785 – монтмориллонит по плагиоклазовой породе, там же.

\* Определено спектральным анализом и в сумму не включено.

химическим анализом, однако данные термического анализа указывают на иное соотношение гидроксильной и молекулярной воды в монтмориллоните. Так, потеря воды, определенная по дериватограммам в интервале от 350 до 900°, которая в структуре монтмориллонита представлена гидроксилами, составляет 5,39 и 5,26%, что значительно меньше содержания  $H_2O^+$ , установленного химически, и в то же время больше теоретического содержания.

В табл. 17 приведены данные химического анализа трех образцов монтмориллонитов, которые по соотношению  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  близки к чисто алюминиевым разновидностям. В обр. 788 обнаружено значительное количество окиси цинка, которая, судя по данным спектрального анализа, присутствует и в двух других образцах в сравнимых количествах. По-видимому, недостающая до 100% часть в химических анализах относится именно к  $ZnO$ . Несколько повышенное содержание окиси калия в третьем образце по сравнению с другими, вероятно, указывает на незначительную (около 2%) примесь слюды (мусковита?), которая фиксируется микроскопически в виде редких и очень мелких бесцветных высокодвупреломляющих чешуек.

Таблица 18

Содержание обменных катионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  в монтмориллоните (обр. 779) в мг/экв. на 100 г

Вид вытяжки	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	Сумма
Вытяжка 0,5 н. $NH_4Cl$	59,38	20,56	79,94
Водная вытяжка	0,99	Нет	0,99
Обменные катионы	58,39	20,56	78,95

В табл. 18 приведены данные по определению обменных катионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  в монтмориллоните, по методу К.К. Гедройца, в 0,5 н. растворе  $NH_4Cl$ . Сравнение этих данных показывает, что значительная часть  $Mg$  легко удаляется из монтмориллонита. Очевидно, часть  $Mg$  входит в состав монтмориллонитов в качестве обменных катионов (Foster, 1951).

Данные различных анализов, приведенные выше, дают основание считать, что мы имеем почти мономинеральные образцы — типичные алюминиевые монтмориллониты. Предлагались различные формулы монтмориллонита, цитированные в сводных работах по минералогии глин (Грим, 1959; Бриндли, 1965). Наиболее широко в литературе принята

формула монтмориллонита, впервые предложенная Россом и Хендриком (Ross, Hendricks, 1945), в частности для диоктаэдрической разновидности



Однако, согласно И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964), эта формула не отвечает составу монтмориллонита и предполагается, что сумма катионов тетраэдрической и октаэдрической координации в диоктаэдрическом монтмориллоните всегда равна 12, а гидроксил может замещать атомы кислорода.

Кроме того, имеется неопределенность в положении Mg в структуре, который может входить в октаэдрические слои, замещая Al, и в бруситовые слои  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , как это отмечается у хлоритов (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Мы попытались рассчитать данные химических анализов монтмориллонитов двумя различными способами (табл. 19). Однако при расчете в обоих случаях получился остаток  $\text{H}_2\text{O}^+$  (учитывая данные термического анализа) более 1%.

Таблица 19

Количества ионов на формульную единицу  
 $(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$  монтмориллонитов

Компоненты		По количеству зарядов $\text{O}_{20}(\text{OH})_4=44$		По сумме катионов $Z + Y = 12$	
		обр. 779	обр. 785	обр. 779	обр. 785
Z	Si	7,74	7,66	7,66	7,68
	Al	0,26	0,34	0,34	0,32
Y	Al	3,20	3,40	3,06	3,36
	Ti	-	-	-	-
	$\text{Fe}^{3+}$	0,30	0,08	0,28	0,08
	$\text{Fe}^{2+}$	-	0,02	-	0,02
	Mg	0,64	0,52	0,64	0,54
X	Ca	0,26	0,34	0,26	0,36
	Na	0,08	0,10	0,08	0,12
	K	-	0,08	-	0,08
	(OH)	4,00	-	4,38	4,00
	$\text{H}_2\text{O}$	7,30	-	7,60	7,50

Нонтронит в коре выветривания на о-ве Ольхон пользуется весьма широким распространением и хорошо выявляется благодаря своей характерной зеленой окраске различных оттенков. Нонтронит наиболее обилён в нижних зонах коры выветривания роговообманково- и пироксенсодержащих пород и его количество в выветрелых породах определяется в первую очередь содержанием роговой обманки (и железистого пироксена) в материнских породах.

Подобно монтмориллониту нонтронит встречается в виде остаточного продукта выветривания первичных силикатов и в виде инфильтрационных прожилков. Остаточный нонтронит в породах коры выветривания обычно слагает микрозернистую основную массу буровато- и темно-зеленого цвета и таблитчатые агрегаты псевдоморфные по кристаллам роговой обманки и пироксена. Характерно, что нонтронит образует псевдоморфозы по крупным (до 2 см в длину) шестоватым кристаллам роговой обманки уже в слабо выветрелых (дезинтегрированных) гранитогнейсах. Эти псевдоморфозы обычно представляют собой агрегаты однородно ориентированных частиц, вследствие чего в шлифах они ведут себя подобно монокристаллу; в таких агрегатах нонтронит характеризуется высоким двупреломлением (0,02), прямым погасанием, углом  $-2V = 0$  и плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах.

Инфильтрационные прожилки нонтронита повсеместно развиты среди нонтронитизированных пород и изредка встречаются в непосредственной близости от последних в слабо выветрелых гранитах, гнейсах и различных других породах. Толщина прожилков варьирует от микроскопической до 3–5 мм и более. Прожилки эти, очевидно, выполняют различные пустоты и трещины и прослеживаются на расстоянии до нескольких метров. Инфильтрационный характер прожилков часто распознается микроскопически по характерной ритмической структуре, выражающейся в чередовании тонких различно окрашенных слоев нонтронита, подобных показанным на фиг. 11 и, по-видимому, свидетельствующих о периодическом осаждении из растворов нонтронитов с различным содержанием монтмориллонитового компонента. Нонтронит в прожилках часто сопровождается почковидными конкрециями халцедона размером до нескольких миллиметров с характерной радиальнолучистой, сферолитовой структурой.

Наиболее близкий к чисто железистому нонтронит был обнаружен нами (Чекин, 1966) в виде прожилков и скоплений (обр. 710) в окварцованных слабо выветрелых метаморфических породах у мыса Саган-Хушинский. Здесь нонтронит слагает однородные плотные массы яркого зеленого цвета, выполняющие полости в мелких кварцевых жеодах, покрытых изнутри также тонкой оболочкой халцедона. В шлифах скопления нонтронита представляют собой микрочешуйчатые войлокоподобные беспорядочно ориентированные агрегаты частиц размером около 2–10 мк, слабо плеохроирующие в желтовато-зеленых тонах. Показатели преломления, определенные в тонких срезах;  $N_g' = 1,623$ ,  $N_p' = 1,580$ ;  $\Delta n = 0,043$ . На электронно-микроскопической фотографии этого нонтронита (фиг. 32) видны шелковидные и лентовидные час-

Таблица 20

Порошкограммы нонтронитов из коры выветривания о-ва Ольхон

Номер линии	hkl*	1(а)		2(б)		3(в)		4(в)	
		обр. 710				обр. 1050		обр. 1092	
		d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
1	001	14,46	10	17,79	10	16,31	10	16,15	10
2	002	7,40	1	8,90	4	8,33	4	8,35	5
3	003	-	-	-	-	5,51	1	5,33	1
4	(020)	(4,99)	4	(4,96)	2	(5,01)	4	(4,96)	3
5	020	4,54	8	4,58	9	4,59	9	4,54	9
6	-	4,17	2	4,37	1	-	-	-	-
7	004	3,70	1	4,12	2	-	-	-	-
8	-	3,35	0,5	-	-	3,68	2	3,70	2
9	-	3,31	1	-	-	-	-	-	-
10	005	3,04	2	3,56	4	3,34	6	3,34	5
11	-	-	-	3,35	0,5	2,89	2	-	-
12	006	-	-	2,98	0,5	2,78	2	2,78	2
13	130,200	2,59	5р	2,63	5ш	2,59	4ш	2,59	3р
14	007	-	-	-	-	2,29	1	-	-
15	310,150	1,74	2р	1,74	2	1,70	2	1,72	2
16	240	1,688	1	1,700	1	1,658	2	1,671	2
17	060	1,529	7	1,539	7	1,531	7	1,519	7

Условия съемки: излучение Fe, без фильтра. Камера Дебая,  $2R = 86$  мм,  $d = 0,3$  мм. Оценка интенсивностей визуальная по 10-балльной шкале.

Примечания. а - природный образец, б - насыщен глицерином, в - насыщен этилен-гликолем. 1 - из прожилков в окварцованных породах, залив Саган-Хушинский; рефлексы в области  $3,04=1,529\text{Å}$  исправлены по внутреннему стандарту - кремнию; 2 - тот же образец,

титцы; некоторые из этих частиц, возможно, представляют собой индивидуальные кристаллиты (Русько, 1964).

Ниже приведены данные различных анализов описанного нонтронита и ряда других, представляющих собой почти мономинеральные скопления этого минерала. В некоторых образцах из прожилков присутствовали конкреции халцедона, которые под бинокляром тщательно отбирались от анализируемого материала.

5(в)		6(б)		7(б)		8(в)		9(в)	
обр. 1131		обр. 593-3		обр. 593-К		обр. 1110/1		обр. 1110/2	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
15,54	10	17,89	10	17,70	10	16,63	10	16,31	10
8,29	4	8,81	2	8,85	2	8,46	3	8,45	5
5,48	1	-	-	-	-	5,57	1	-	-
(4,92)	3	(4,92)	3	(4,93)	3	(4,96)	4	(4,95)	2
4,49	9	4,50	8	4,50	7	4,53	8	4,54	9
-	-	4,33	2	-	-	-	-	-	-
-	-	4,13	4	4,12	3	-	-	-	-
3,63	1	-	-	-	-	3,68	2	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,32	6	3,55	1	-	-	3,34	4	3,36	4
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,72	2р	-	-	-	-	2,79	2	2,80	2
2,59	3р	2,59	3р	2,59	1	2,56	2р	2,54	3р
-	-	2,47	0,5	2,45	0,5	-	-	-	-
1,72	2	1,721	1	1,718	-	1,716	2	1,72	1р
1,658	2	1,677	1	1,673	1	1,671	2	1,670	1
1,520	8	1,523	5	1,518	4	1,516	7	1,520	7

насыщен глицерином; 3 - тот же образец, насыщен этилен-гликолем; 4 - из прожилков в слабо выветрелых метаморфических породах, мыс Улан-Ирги; 5 - из прожилков в дезинтегрированном гранитогнейсе, залив Боян-Шунген; 6 - псевдоморфоза по кристаллу роговой обманки из гнейса, зеленого цвета, залив Боян-Шунген; 7 - тот же образец, бурого цвета; 8 - из прожилков в нонтронитизированном амфиболите, мыс Бурхан; 9 - псевдоморфоза по роговой обманке из выветрелого амфиболита, там же.

Порошкограммы нонтронитов (табл. 20) типичны для минералов монтмориллонитовой группы и в общем указывают на мономинеральность анализируемых образцов. На рентгенограммах выделяется серия базальных отражений от первого до седьмого порядка и ряд общих рефлексов. Параметр  $b$ , рассчитанный для анализируемых минералов по отражению (060), достигает  $9,17\text{Å}$ , и обычно он больше  $9,10\text{Å}$ .

Обр. 710 представляет собой чисто железистый нонтронит, и его порошкограмма может быть рекомендована как эталонная для этого минерала.

\* Индексы по Мак-Юану (1965).



Фиг. 32. Электронно-микроскопическая фотография водной суспензии нонтронита. Увел. 11 000

На дифференциальных кривых нагревания (фиг. 33) нонтронитов выделяются следующие эндотермические эффекты: сильный - при  $135-170^{\circ}$ , сильный до слабого - при  $210-240^{\circ}$ , сильный - при  $525-770^{\circ}$  и экзотермический эффект при  $850-970^{\circ}$ . Подобно кривым нагревания монтмориллонитов, первые два эффекта обусловлены выделением межслоевой воды, а более высокотемпературная эндотермическая реакция связана с дегидроксилизацией октаэдрического слоя. Экзотермические

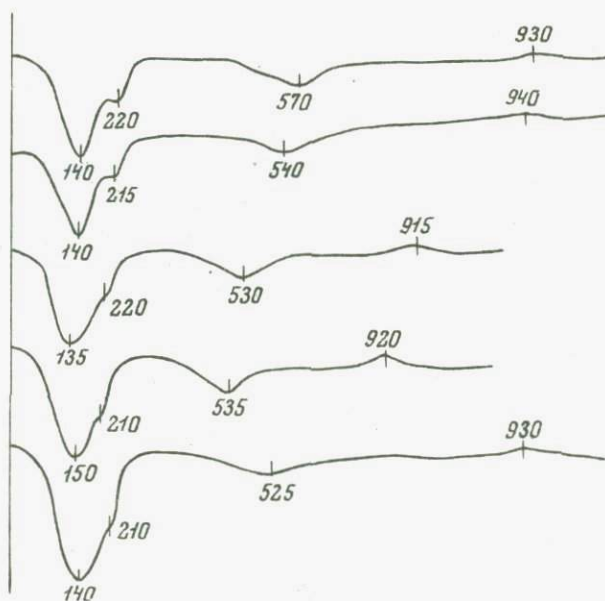
реакции при указанных температурах обусловлены кристаллизацией различных высокотемпературных фаз.

В табл. 21 приведены химические анализы четырех образцов нонтронитов, которые по соотношению  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  близки к типичным железистым нонтронитам. По сравнению с монтмориллонитами в анализированных нонтронитах содержится значительно меньше  $MgO$ .

Данные различных анализов образцов нонтронита, приведенные выше, свидетельствуют об их мономинеральности. В табл. 22 приведены пересчеты данных химических анализов на количества ионов в элементарной ячейке нонтронита двумя способами.

Наиболее удовлетворительные результаты были получены при расчетах по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964). Согласно полученным формулам количество гидроксиллов колеблется от 4,5 до 5,2, что соответствует также данным по определению потери веса.

Согласно расчетам в тетраэдрических слоях нонтронитов значительная часть Si (около 1 атома на ячейку) замещена  $Fe^{3+}$  и Al. В обр. 710, не содержащем алюминия, только  $Fe^{3+}$  замещает около 14% Si. В трех других образцах Si также замещается, вероятно, не только Al, но и  $Fe^{3+}$  и, видимо, преимущественно последним, если их сопоставить с чисто железистым нонтронитом. Октаэдрические положения заняты в основном  $Fe^{3+}$  и Al, а также Mg. Межслоевые катионы представлены преимущественно  $Ca^{2+}$ , а также  $Na^+$  и  $K^+$ .



Фиг. 33. Дифференциальные кривые нагревания нонтронитов из коры выветривания о-ва Ольхон

Таблица 21

Химические анализы нонтронитов из коры выветривания о-ва Ольхон

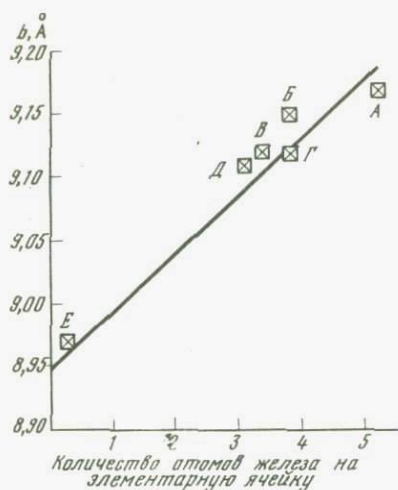
Компоненты	1	2	3	4
	обр. 710	обр. 1131	обр. 598	обр. 1092
SiO <sub>2</sub>	41,41	42,27	41,10	41,05
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,12	Не обн.	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	3,29	7,47	9,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,88	29,74	30,53	25,32
FeO	2,41	Не обн.	0,16	Не обн.
MgO	0,05	0,98	0,15	1,98
CaO	2,53	1,60	1,25	1,32
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,16	0,21	0,32
K <sub>2</sub> O	0,07	0,06		0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,11	6,74	6,18	6,67
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> <sub>2</sub>	9,37	14,83	12,81	14,53
Сумма	100,16	99,80	99,86	100,21

Аналитик М.Г. Замуруева.

1 - образец из полосей выполнения в окварцованных породах, залив Саган-Хушинский; 2 - из прожилков в дезинтегрированном гранитогнейсе, залив Боян-Шунген; 3 - полностью нонтронитизированный амфиболит с псевдоморфозами нонтронита по роговой обманке, мыс Бурхан; 4 - из прожилков в слабо выветрелых породах, ассоциирует с конкрециями халцедона, мыс Улан-Чирги.

На фиг. 34 показана диаграмма зависимости параметра  $b$  от содержания атомов железа в одной элементарной ячейке для серии нонтронит-бейделлит, эмпирически определенная Россом и Хендриком (Ross, Hendricks, 1945) и дополненная нами (Чекин, 1966). Росс и Хендрик, а также Мак-Юан (1965) данную кривую ограничивают параметром  $b = 9,12 \text{ \AA}$  и примерно четырьмя атомами Fe<sup>3+</sup> на элементарную ячейку, считая, что именно такое количество железа содержит крайний член серии бейделлит-нонтронит. Однако, как было показано выше, в одном нонтроните (обр. 710) на элементарную ячейку приходится около пяти атомов Fe, что находится в соответствии с повышенным значением параметра  $b = 9,17 \text{ \AA}$ , рассчитанным по отражению (060).





Фиг. 34. Кривая зависимости параметра  $b$  от содержания атомов железа в элементарной ячейке нонтронита. Квадратами отмечено положение анализированных нонтронитов А—Д соответственно обр. 710, 598, 1110/2, 1131, 1092 и монтмориллонита Е — обр. 779

1965). Однако положение на этом графике нонтронита А (обр. 710), имеющего параметры 9,17 Å и 5,10 атомов железа на элементарную ячейку, согласуется с зависимостью, установленной Россом и Хендриком, и в то же время подтверждает вхождение железа в тетраэдрические позиции.

Опубликованные химические анализы некоторых нонтронитов, наиболее богатых железом, также свидетельствуют о том, что часть катионов  $Fe^{3+}$ , вероятно, занимает тетраэдрические положения, замещая Si (Гинзбург, Рукавишникова, 1951, стр. 683). Кроме того, присутствие Fe в тетраэдрической сетке нонтронита было установлено химически, путем постепенного разложения нонтронита в растворе соляной кислоты (Osthaus, 1954).

Можно предполагать, что приводимая Россом и Хендриком кривая отражает зависимость параметра  $b$  от всего количества железа, часть которого, очевидно, постоянно занимает тетраэдрические позиции.

### Каолинит

Среди минералов этой группы в породах коры выветривания были встречены каолинит и галлуазит. Каолинит очень широко распространен в продуктах выветривания различных алюмосиликатных пород, и он легко диагностируется микро- и макроскопически. Каолинит встречается как в виде микрочернозернистых агрегатов, так и в виде крупных таблитчатых и червеобразных макрокристаллов.

В каолинах, образовавшихся по гранитоидам, микрочернозернистые агрегаты каолинита псевдоморфно замещают зерна микроклина. В этих псевдоморфозах размеры частицы каолинита обычно колеблются от десятых до сотых и тысячных долей миллиметра, часто они включают участки "изотропного" материала, который можно отнести либо к плохо окристаллизованному каолиниту, либо к галлуазиту (например, обр. 1056).

В табл. 23 приведены данные химического анализа каолинитов, образующих псевдоморфозы по крупным кристаллам микроклина в выветрелых гранитах, а также тонких фракций первичных каолинов. В большинстве анализированных образцов содержится некоторое количество окиси калия, которая, как показывают пересчеты, очевидно, полностью связана с реликтовым незамещенным микроклином, что также подтверждается при изучении каолинов в шлифах.

На основании недавно проведенных нами совместно с Н.Д. Самогиным и В.И. Финько (Финько и др., 1972) исследований продуктов выветривания микроклинов с помощью электронно-микроскопических методов вакуумного декорирования было установлено: 1) микроклин замещается каолинитом непосредственно без участия каких-либо промежуточных минералов. В то же время установлено наличие переходного слоя между микроклином и каолинитом. Предполагается, что в переходном слое начинается структурная перестройка микроклина, подготавливающая его переход в каолинит; 2) каолинит начальных стадий образования характеризуется ромбовидной формой частиц, а не псевдогексагональной, которую они приобретают на более поздних стадиях (фиг. 35); 3) микрокристаллы закономерно ориентированы по отношению к главным кристаллографическим направлениям микроклина, что свидетельствует об



Фиг. 35. Электронно-микроскопическая фотография поверхности скола слабо выветрелого микроклина по (001). Кристаллы каолинита (светлое) толщиной несколько элементарных слоев замещают микроклин (серое). Декорирование золотом. Увел. 30 000

Таблица 23

Химические анализы каолинитов и фракций каолинов  
из коры выветривания о-ва Ольхон

Компоненты	Псевдоморфозы по микроклину				Фракции каолинов	
	1	2	3	4	5	6
	обр. 550/1	обр. 1074	обр. 574/1	обр. 585А	обр. 585/1	обр. 812
SiO <sub>2</sub>	43,73	49,26	47,24	49,14	49,60	49,67
TiO <sub>2</sub>	0,25	Нет	Следы	Следы	0,13	Нет
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,03	35,63	37,96	34,32	33,46	33,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,64	0,83	0,46	2,30	1,61	0,91
FeO	0,44	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы
MnO	0,02	0,03	"	0,01	0,04	-
MgO	0,10	Нет	0,04	0,10	0,06	0,09
CaO	1,04	0,52	0,00	0,12	0,34	0,72
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,33	0,22	0,13	0,10	0,16
K <sub>2</sub> O	0,03	0,86	1,00	6,22	3,39	1,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	14,19	12,26	12,67	7,42	10,21	11,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,58	0,74	0,62	0,45	0,76	1,19
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	0,33	Не опр.	0,13	Не опр.
Сумма	100,12	100,64	99,89	100,21	99,89	99,91
Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	1,46	1,65	-	-	-	-
	Пересчет на минеральный состав					
Каолинит	94,8	87,1	88,3	59,0	75,2	80,6
Микроклин	-	6,7	10,4	38,2	21,6	10,4
Кварц	-	3,9	-	-	0,9	5,4
Прочие	5,2	2,3	1,3	2,8	2,3	3,5

Аналитики: М.Г. Замуруева (анализы 1, 2, 4 и 6) и Л.П. Царева (анализы 3 и 5).

1 - образец из каолинизированного гнейса, залив Уларья губа; 2 - из каолинизированного гранита, там же; 3 - из каолинизированного пегматита, там же; 4 - из частично каолинизированного гранита, мыс Харалдайский; 5 - то же, фракция < 0,01 мм; 6 - каолин, фракция < 0,25, мыс Улан-Ирги.

явлениях эпитаксического роста. В плоскости (001) микроклина, изученной наиболее детально, установлено 12 типов ориентировок или 6 пар centrosymmetric типов ориентировок, в которых ось *b* каолинита совпадает пространственно с одним из шести главных направлений микроклина:  $[100]$ ,  $[010]$ ,  $[110]$ ,  $[1\bar{1}0]$ ,  $[310]$ ,  $[3\bar{1}0]$ . Такая закономерная ориентировка обусловлена как близостью структурно-геометрических параметров рассматриваемых минералов в плоскости (001), так и сходством структурных мотивов, т.е. высокой степенью топохимического соответствия.

### Галлуазит

Галлуазит встречается обычно в смеси с каолинитом, а также с монтмориллонитом. В шпифах галлуазит диагностируется лишь как изотропный белый глинистый материал.

Выше уже отмечалось, что в микроклинах из выветрелых гранитов первыми начинают изменяться пертитовые вроски олигоклаза.

Специальное изучение продуктов этого изменения, проведенное нами совместно с Н.Д. Самоиным и В.И. Финько (Чекин и др., 1972), с помощью электронно-микроскопических методов вакуумного декорирования и микродифракции показало:

1. На ранних стадиях образования галлуазит, так же как и каолинит, имеет ромбовидную форму элементарных слоев роста, в морфологии которых проявляется соотношение параметров *a* и *b*, характерное для элементарной ячейки галлуазита ( $d = b/\sqrt{3}$ ).

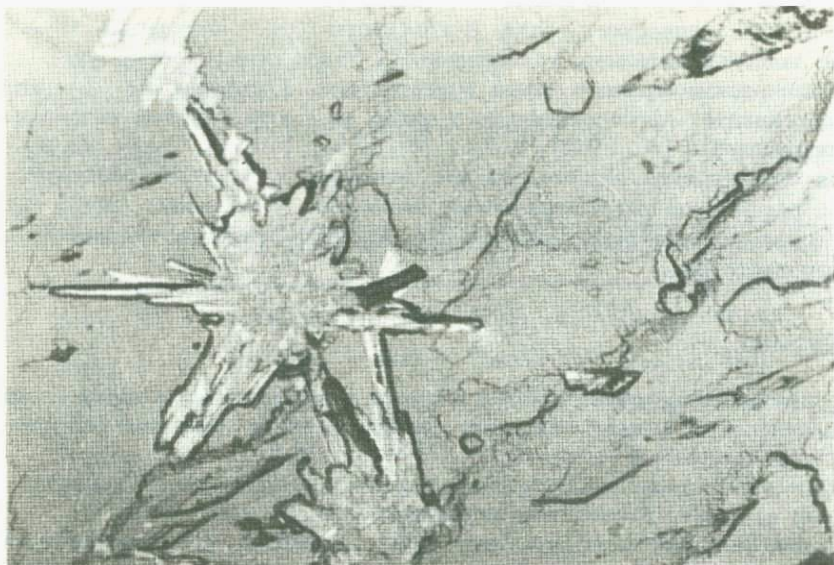
2. Этот минерал первоначально растет в виде звездчатых закономерных сростков (двойников, тройников и т.д.) с пластинчатыми лучами (фиг. 36), которые на более поздней стадии закручиваются с краев с образованием обычных для галлуазита трубчатых кристаллов (фиг. 37)

3. Слои галлуазита закономерно ориентированы по отношению к главным кристаллографическим направлениям олигоклаза в плоскости (001) 12 способами. Это свидетельствует о влиянии эпитаксического роста, причем сравнение структур олигоклаза и галлуазита показывает, что закономерные сростания обусловлены высокой степенью топохимического соответствия этих минералов.

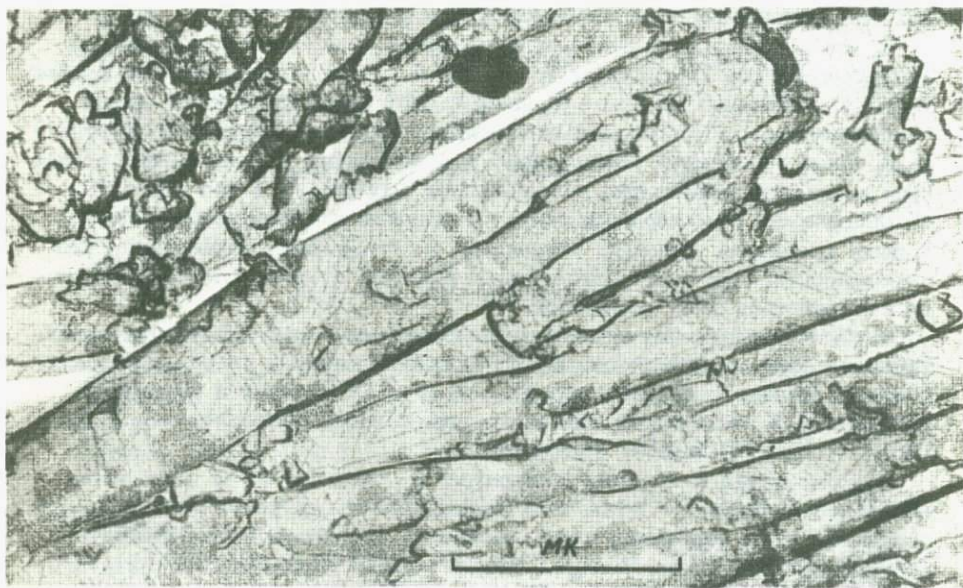
4. Лучи звездчатых агрегатов ромбовидных слоев галлуазита ориентированы параллельно главным кристаллографическим направлениям олигоклаза. Вследствие этого образуются лучи (а позднее и трубчатые кристаллы) с различными кристаллографическими направлениями  $[100]$ ,  $[1\bar{1}0]$ ,  $[310]$ ,  $[3\bar{1}0]$  удлинения.

5. Рост лучей в толщину происходит в основном не за счет появления новых слоев, а путем тангенциального роста ранее образовавшихся слоев. На этом основании предполагается, что образование трубчатых кристаллов начинается на определенной стадии развития пластинчатого галлуазита путем роста слоев с закручиванием.

6. Олигоклазовая подложка, очевидно, контролирует не только ориентировку слоев, но также размеры и морфологию образующихся кристаллов галлуазита.



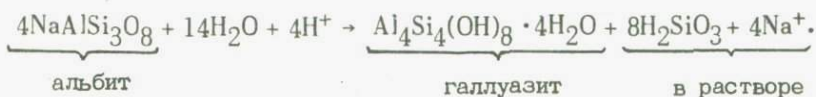
Фиг. 36. Электронно-микроскопическая фотография поверхности скола слабо выветрелого олигоклаза по (001). Звездчатые пластинчатые агрегаты галлуазита строго ориентированы по отношению к главным кристаллографическим направлениям олигоклаза в плоскости (001). Декорирование золотом. Увел. 16000



Фиг. 37 Электронно-микроскопическая фотография галлуазитового агрегата, образовавшегося по олигоклазу. Видны трубчатые кристаллы галлуазита, веерообразно расходящиеся от одного пластинчатого агрегата галлуазита. Декорирование золотом. Увел. 30000

Селективное или стадийное развитие галлуазита по пертитовым вроскам олигоклаза и каолинита по микроклину определенно свидетельствует о влиянии состава выветривающихся полевых шпатов на характер новообразований.

В случае галлуазита имеем следующую реакцию:



Химизм среды образования каолинита (за счет микроклина) качественно отличается от приведенного выше присутствием иона  $\text{K}^+$  вместо  $\text{Na}^+$ . Кроме того, в случае олигоклаза наряду с  $\text{Na}^+$  присутствуют ионы  $\text{Ca}^{2+}$ .

Известно (Блох, 1969), что в поверхностной пленке воды, соизмеримой по толщине с размерами одной или нескольких молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , молекулы располагаются более упорядоченно, чем в обычной жидкой воде. Однако в случае внедрения в эту пленку катионов калия они будут разупорядочивать молекулы воды (отрицательная гидратация), тогда как катионы  $\text{Na}^+$  и  $\text{Ca}^{2+}$  повышают упорядоченность, способствуя образованию более устойчивого каркаса из молекул воды (положительная гидратация).

Различное влияние этих катионов на упорядочивание молекул воды может объяснить образование в случае микроклина (ион  $\text{K}^+$ ) каолинита — минерала, состоящего из слоев, накладывающихся непосредственно друг на друга, а в случае олигоклаза — галлуазита — минерала, состоящего из отдельных слоев каолинитового типа, разделенных мономолекулярными слоями воды, сгруппированных около ионов  $\text{Na}^+$  и  $\text{Ca}^{2+}$ .

Это предположение можно было бы проверить путем определения состава обменных катионов в природных каолинитах и галлуазитах. Известно также (Грим, 1959), что емкость катионного обмена галлуазитов составляет 40–50 мг-экв (100 г и примерно в 3–10 раз выше, чем у каолинита, и всего в 2–3 раза меньше, чем у монтмориллонита). Однако следует учитывать тот факт, что современный состав обменных катионов этих глинистых минералов может отличаться от того, который они имели в момент своего образования вследствие перехода минералов в "более верхние" горизонты коры выветривания или наложения более поздних гипергенных процессов.

То, что галлуазит возникает в более низких горизонтах коры выветривания по сравнению с каолинитом, также позволяет считать, что он образуется при более высоких pH.

Образование галлуазита по олигоклазу в корях выветривания, вероятно, представляет собой вполне закономерный процесс. Известно (Бейтс, 1964), что в выветрелых андезитах на Гавайских островах олигоклаз также селективно замещается галлуазитом.

## Литиофорит

Литиофорит  $(Al, Li) MnO_2(OH)_2$  (Wadsley, 1952) является довольно широко распространенным гипергенным минералом, однако он до настоящего времени в нашей литературе не был описан.

Литиофорит был встречен в виде плотных землистых конкреций черного цвета в монтмориллонитовой зоне коры выветривания ортоамфиболита на побережье залива Уларья губа.

Конкреции литиофорита распределены неравномерно, особенно обильны они в прожилках белого монтмориллонита толщиной 2-4 мм. Размеры конкреции колеблются от 0,1 до 2 мм; выделяются округлые, лепешковидные, простые и сложные почковидные и гроздьевидные формы. Наиболее крупные конкреции состоят из нескольких более мелких, разделяющихся концентрическими трещинками, выполненными белым монтмориллонитом. На изломе конкреции землистые с неясной тонкокристаллической структурой, но в шлифованном виде приобретают металлический блеск.

Порошкограмма приведена в табл. 24, в которой для сравнения даны также рентгенограмма литиофорита (Begu, Thompson, 1962), принятая как эталонная, и рассчитанные межплоскостные расстояния (до 1,44) и индексы  $hkl$ , полученные (Mitchell, Meintzer, 1967) на основе моноклинной ячейки (Wadsley, 1952) с параметрами  $a = 5,06$ ,  $b = 2,91$ ,  $c = 9,55 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100^\circ 30'$ .

Наблюдается почти полное соответствие рефлексов, зафиксированных на порошкограмме конкреции, рефлексам литиофорита за исключением некоторых слабых рефлексов - 10,6; 5,09; 4,93 и 2,63  $\text{\AA}$ . Однако первые два и последний могут представлять собой линии  $\beta$ -излучения соответственно от (001), (002) и (202). Рефлекс при 4,93 может быть обусловлен небольшой примесью какого-либо гидроксида марганца.

На дериватограмме конкреций (фиг. 38) выделяются пять эндотермических пиков, сопровождающихся общей потерей веса 15,45%. Эта цифра близка содержанию  $H_2O^-$  и  $H_2O^+$ , определенному химически, и, видимо, характеризует дегидратацию материала в несколько стадий. Пики при 150, 210, 680 и 650° указывают на дегидратацию монтмориллонита в несколько стадий, и они идентичны пикам на дериватограмме чистого монтмориллонита, вмещающего конкреции. Пик при 500° С типичен для кривых нагревания литиофорита и, как указывают (Fleischer, Faust, 1963), является единственной термической характеристикой минерала, обусловленной его дегидроксилизацией. Выше этой температуры литиофорит превращается в гаусманит (Nambu, Okada, 1963).

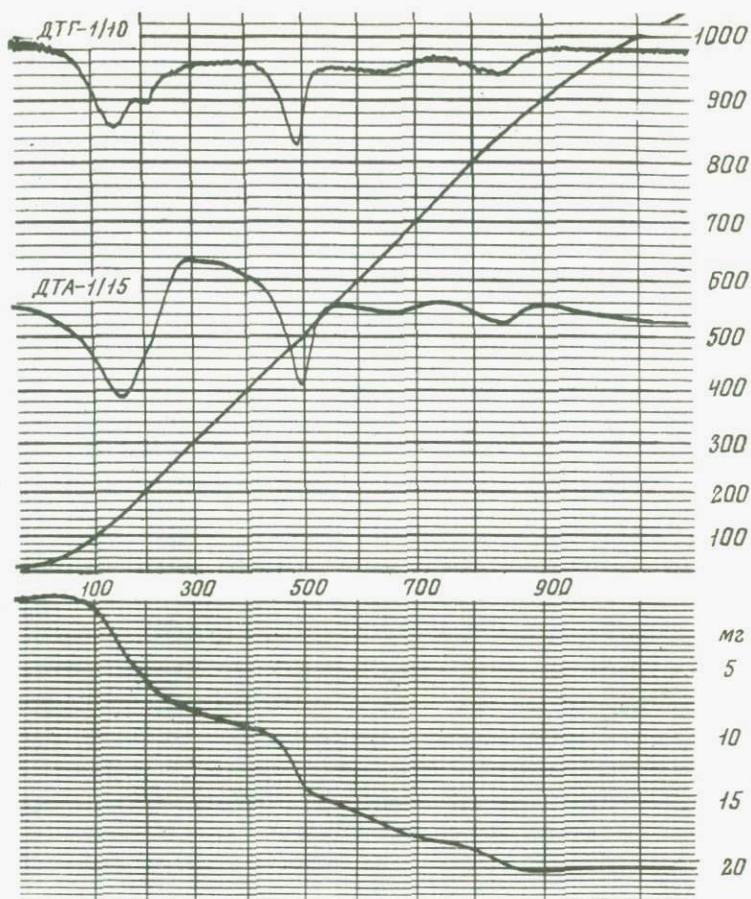
Химический состав конкреций (аналитик М.Г. Замуруева) следующий (в %):  $MnO_2$  - 42,35;  $MnO$  - 1,96;  $CaO$  - следы;  $MgO$  - 6,00;  $Na_2O$  - 0,26;  $K_2O$  - 0,06;  $Li_2O$  - 0,18;  $Al_2O_3$  - 14,02;  $Fe_2O_3 + FeO$  - 2,00;  $SiO_2$  - 16,96;  $H_2O^+$  - 13,48;  $H_2O^-$  - 2,45, сумма - 99,74.

Таблица 24

Рентгенограммы конкреций\* в сравнении с межплоскостными расстояниями, интенсивностями и hkl литиофрита

Номер линии	О-в Ольхон, СССР		Berry, Thompson, 1962		Mitchell, Meintzer, 1967	
	$d, \text{Å}$	I	$d, \text{Å}$	I	$d, \text{Å}$	hkl
1	(10,60)	1	-	-	-	-
2	9,25	3	9,27	4	9,39	001
3	(5,09)	1	-	-	-	-
4	4,93	2	-	-	-	-
5	4,67	10	4,70	10	4,70	002
6	-	-	4,41	0,5	-	-
7	3,12	2	3,12	2	3,13	003
8	(2,63)	1	-	-	-	-
9	2,50	2	2,52	2	2,52	201
10	-	-	-	-	2,51	110
11	-	-	-	-	2,49	200
12	-	-	2,40	0,5	2,48	110
13	2,37	10	2,38	8	2,39	202
14	-	-	-	-	2,37	111
15	-	-	-	-	2,35	004
16	2,32	1	2,31	1	2,30	112, 201
17	2,14	2	2,15	0,25	2,15	203
18	-	-	-	-	2,13	112
19	2,06	2	2,06	0,25	2,05	113, 202
20	1,88	10	1,886	7	1,89	204
21	-	-	-	-	1,88	005, 113
22	-	-	-	-	1,80	114
23	-	-	-	-	1,79	203
24	-	-	-	-	1,65	205
25	-	-	-	-	1,64	114
26	1,57	5	1,579	4	1,58	115
27	-	-	-	-	1,57	204, 006
28	1,46	7	1,462	5	1,46	311, 020
29	1,44	3	1,446	1	1,45	206
30	-	-	-	-	1,44	312, 115, 310, 021
31	1,39	6	1,396	4	-	-
32	1,24	3	1,245	2	-	-
33	1,23	5	1,232	3	-	-
34	1,17	2	-	-	-	-
35	1,15	5	1,15	3	-	-

Условия съемки: камера РКД, 2R = 57,3;  $d = 0,6$  мм, излучение Fe, без фильтра. Интенсивности определены визуально по 10-балльной шкале.



Фиг. 38. Дериватограмма конкреций литиофорита из монтмориллонитизированного амфиболита. Залив Уларья губа, о-в Ольхон

Спектральным полуколичественным анализом установлено также присутствие следующих элементов в конкрециях и вмещающем монтмориллоните соответственно (в %): Zn - 0,08 и 0,5; Be - 0,01 и 0,001; Sc - 0,002 и 0,001; P - 0,3 и 0,05; Ga - по 0,001; Mo - 0,001 и 0,0001; V - 0,2 и 0,006; Cu - 0,02 и 0,0008; Ni - 0,05 и 0,1; Cr - 0,03 и 0,01 и Ba - 0,02 и 0,01 и только в монтмориллоните Nb - 0,001; Co - 0,001 и Sr - 0,01. Судя по этим данным в конкрециях наиболее концентрируются такие элементы, как Mn и Li, а также Be, P, Mo, V и Cu.

В анализированных конкрециях содержалась некоторая примесь монтмориллонита, который обнаруживается не только микроскопически, но иногда и на рентгенограммах по рефлексам при  $14,5\text{\AA}$  (001),  $4,47\text{\AA}$  (020) и  $1,489\text{\AA}$  (060), а также на дериватограмме конкреции по эндотермическим эффектам при 150, 220 и  $670^{\circ}\text{C}$ .

Пересчет данных химического анализа конкреций на минеральный состав (допуская, что  $\text{SiO}_2$  полностью связано в монтмориллоните, состав которого близок составу вмещающего монтмориллонита) дает 29,4% монтмориллонита



Остаток (69,5%) отнесен к литиофору. Согласно Уодсли (Wadsley, 1952), этот минерал построен из чередующихся октаэдрических сеток  $\text{MnO}_6$  и  $(\text{Al}, \text{Li})(\text{OH})_6$ , причем атомы кислорода и гидроксила соседних сеток имеют водородную связь. На элементарную ячейку приходится две формульные единицы  $(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$ . Пересчет остатка после вычета монтмориллонита по количеству катионов ( $\text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{4+}$ ) = 1 дает 68,8% литиофорита состава



После расчета остался избыток 1,5%  $\text{H}_2\text{O}^+$ . Полученная формула литиофорита находится в соответствии с теоретической, однако в отличие от последней значительная часть октаэдрических положений в "гидраргилитовой" сетке занята не Al и Li, а Mg.

Условия залегания конкреций, несомненно, указывают на их образование в процессе выветривания амфиболита за счет различных компонентов, высвобождавшихся при разложении первичных минералов. Так, например, в неизменном амфиболите содержится 0,11% MnO, которая почти полностью связана в роговой обманке (0,19% MnO). В выветрелом амфиболите содержание MnO составляет 0,09%. Тесная ассоциация конкреций с монтмориллонитом позволяет судить об образовании литиофорита в щелочной окислительной среде, которая имеется при образовании монтмориллонита в коре выветривания (Гинзбург, Рукавишников, 1951).

Следует отметить, что недавно были описаны (Nambu, Okada, 1963) конкреции литиофорита в монтмориллонитизированных туфах и, видимо, парагенезис этих минералов вполне обычен; литиофорит отмечался также в ассоциации с галлуазитом (Mitchell, Meintzer, 1967) и различными гидроокислами марганца ("Минералы", т. II, вып. 3, 1967).

В обзорной статье, посвященной минералогии литиофорита, Флейшер и Фауст (Fleischer, Faust, 1963) показали, что он является довольно обычным гипергенным минералом. Эти же авторы на основании сопоставления литературных данных предположили, что литиофорит широко развит в древней коре выветривания Урала, где он ранее описывался (Гинзбург, 1960; Гинзбург, Рукавишников, 1951; Никитин, 1960) под названием "елизаветинскит" и "бурыктальскит" и др. По-видимому, литиофорит — обычный минерал кор выветривания.

## Прочие минералы

Хлориты в изученных корах выветривания редкие, и обычно они присутствуют совместно с монтмориллонитом и нонтронитом в выветрелых основных породах — амфиболитах, пироксеновых гнейсах и долеритах. Хлориты образуют более крупночешуйчатые выделения в отличие от тонкозернистых монтмориллонитов и характеризуются грязно-зеленой окраской и низким двупреломлением. Повышенное содержание MgO (до 5%) в некоторых монтмориллонитовых образцах также указывает на возможную примесь хлорита.

Наиболее четко было прослежено замещение биотита хлоритом в выветрелых биотитовых сланцах, встреченных на мысе Улан-Ирги. Слюдистые чешуйки, заключенные в основную тонкозернистую монтмориллонитовую массу, как показало их рентгеноструктурное изучение, представляют собой неупорядоченные сростки биотита и хлорита. В данном случае хлорит, очевидно, выступает в качестве одного из промежуточных продуктов преобразования биотита в коре выветривания.

Гидрослюды. Среди минералов этой группы в коре выветривания обнаружены гидрослюды по мусковиту и биотиту. Мусковитовые гидрослюды редки и фиксируются лишь в отдельных шпифах в виде бесцветных иголок слабодвупреломляющих ( $\Delta N = 0,020-0,010$ ), иногда включенных в пластинки каолинита. Гидрослюды по биотиту развиты очень широко вследствие обилия исходного материала в материнских породах.

Биотит подвергается изменению уже в самых нижних зонах коры выветривания: так, биотит из дезинтегрированных гранитов и пегматитов слабо вспучивается при прокаливании, что указывает на частичную гидратацию, хотя он дает типичную для слюды порошокраму.

В самых низах коры выветривания биотит-плагиоклазовых сланцев биотит превращается в смешанно-слоистый неупорядоченный биотит-хлорит (обнажение у мыса Улан-Ирги).

В более верхней монтмориллонитовой зоне коры выветривания биотит превращается в  $22 \text{ \AA}$  упорядоченный смешанно-слоистый биотит-вермикулит (табл. 25).

Химический состав этого минерала (табл. 26) своеобразен — в нем содержится примерно половина первоначального количества калия, а большая часть железа окислена.

Наконец, в самой верхней зоне коры выветривания, в каолинит-гетитовых сланцах (табл. 26), биотит переходит в смесь каолинита и гетита.

Фракции крупнее 0,1 мм (0,1-2,5; 0,25-0,5; 0,5-1,0; 1,0-2,0), после отмучивания их от цемента, почти нацело сложены гидробиотитовыми чешуйками. Удельный вес гидробиотитовых чешуек колеблется в пределах от 2,4 до 2,8 г/см<sup>3</sup>, что отражает различную степень их выветрелости. Однако показатель преломления изменяется незначительно от 1,591 для наиболее тяжелых чешуек до 1,586 для самых легких. Угол  $-2V = 0$ . Чешуйки плеохроируют от темно-бурого по Ng до желтоватого по Np. Двупреломление колеблется от 0,020 до 0,030, причем оптические свойства колеблются даже в пределах отдельной чешуйки, свидетельствуя о большей степени ее выветрелости с краев и по трещинкам.

Таблица 25

Порошкограмма и рентгенограмма слюдистых чешуек из выветрелых биотитовых сланцев, залив Уларья губа, обр. 1072

Но- мер- ли- нии	1		2		3		Но- мер- ли- нии	1		2		3	
	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I		d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
1	22,0	8ш	-	-	-	-	13	2,49	1	2,47	1	2,47	1
2	10,7	8ш	10,9	10	10,8	10	14	2,42	4	-	-	-	-
3	-	-	9,1	5	9,1	7	15	2,36	1	-	-	-	-
4	7,1	4	7,1	4	7,2	4	16	2,29	2	-	-	-	-
5	4,92	2	4,97	2	4,94	3	17	2,17	4ш	2,20	1	2,16	1
6	4,44	3ш	-	-	-	-	18	1,980	4ш	2,00	6	2,01	5
7	3,53	2	-	-	3,56	1	19	1,734	1	-	-	-	-
8	3,35	2	3,43	7	3,40	8	20	1,663	4ш	1,680	6	1,674	5
9	3,24	1	-	-	3,19	2	21	1,531	8	1,556	8	1,540	8
10	2,89	3	-	-	-	-	22	-	-	1,520	2	-	-
11	2,62	10	2,67	0,5	2,67	0,5	23	1,514	1	1,510	4	-	-
12	-	-	2,54	0,5	2,60	0,5	24	1,487	2	1,470	3	1,466	1

1 - порошкограмма природных чешуек, фракция 0,25-0,5 мм; 2 - рентгенограмма ориентированной чешуйки; 3 - порошкограмма чешуек, фракция 0,1-0,25 мм, насыщена глицерином, ориентированный столбик.

На кривых нагревания гидробиотитовых чешуек (фиг. 15, обр. 1072/2) выделяются четыре эндотермических эффекта: при 125, 225, 555 и 900°C, обусловленные, очевидно, стадийным выделением воды. Первые два эффекта обычно связывают с выделением межслоевой воды, и они являются характерными для слюд вермикулитового типа. Пик при 555° по своей природе сходен с главным эндотермическим пиком галлуазита или неупорядоченного каолинита, который обусловлен их дегидроксилизацией. Небольшая эндотермическая остановка при 900° связана, очевидно, с дегидроксилизацией реликтовых пакетов биотитового типа.

Рентгеноструктурное исследование чешуек гидробиотита (табл. 25) показало, что они состоят преимущественно из смешанно-слоистого упорядоченного минерала с периодом повторяемости около 22,0 Å.

В табл. 27 приведены результаты определения вспучиваемости и насынного веса чешуек после прокаливании при 900°C. Эти данные представляют определенный практический интерес, так как материал подобного вида используется как легковесный заполнитель в строительстве. В частности, по химическому составу и физическим свойствам изученные гидробиотиты близки к "вермикулитам" Потанинского месторождения.

Согласно данным П.П. Токмакова (личное сообщение), подобная 22 Å фаза встречается в некоторых продуктах выветривания биотита и представляет собой своеобразный смешанно-слоистый биотит - вермикулит.

Таблица 26

Химические анализы выветрелых пород, образовавшихся за счет биотитовых сланцев, залив Уралья губа, о-в Ольхон (аналитик М.Г. Замуруева)

Компоненты	Гидробиотитовый сланец		Каолинит-гетитовый сланец	
	обр. 1072		обр. 572	обр. 774
	фракция 0,5-1 мм	фракция 0,1-0,25 мм		
SiO <sub>2</sub>	37,81	38,58	34,83	34,03
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,35	3,02	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,58	22,61	25,81	23,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,65	8,34	19,24	26,34
FeO	1,93	1,36	0,24	0,32
MnO	-	-	0,05	-
MgO	12,41	11,40	0,96	0,29
CaO	Не обн.(?)	1,35	1,06	0,42
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,23	0,10	0,29
K <sub>2</sub> O	5,81	4,94	1,04	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,20	10,04	11,54	11,97
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,56	Не обн.	1,84	1,58
Сумма	99,77	100,20	99,73	100,31
Объемный вес	-	-	1,56	1,36
Обменные катионы*, мг/экв на 100 г				
Mg <sup>2+</sup>	3,0	5,0	-	-
Ca <sup>2+</sup>	21,0	22,0	-	-

\* Определение обменных катионов (здесь и далее) произведено в Лаборатории гидрогеологических проблем Н.А. Окниной по методу К.К. Гедройца.

Таблица 27

Вспучиваемость и насыпной вес гидробиотитовых чешуек, прокаленных при 900°C (обр. 1072, залив Уларья губа)

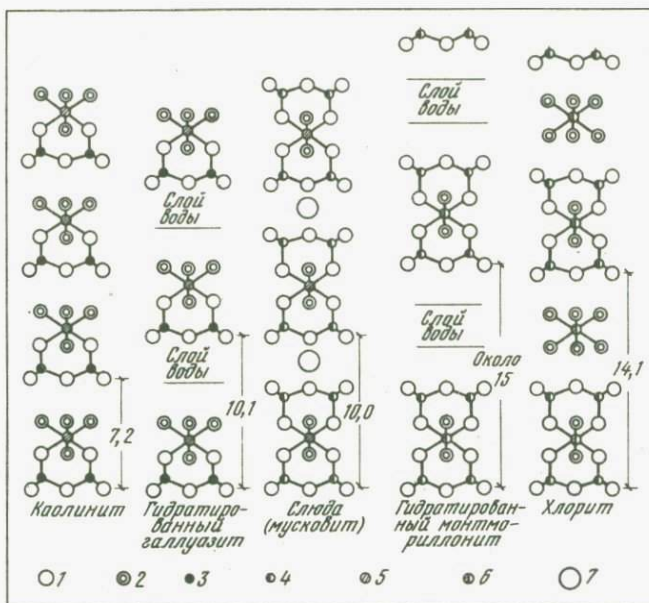
Фракция, мм	Вспучиваемость, в п раз	Насыпной вес, г/см <sup>3</sup>
1-2	6,5	0,20
0,5-1	-	0,19
0,25-0,5	4,2	0,25

Известно (Петров, Токмаков, 1968), что обычно биотит в коре выветривания через стадии смешанно-слоистых построек путем постепенной гидратации отдельных пакетов, окисления железа, выноса щелочей и магнезия переходит сначала в вермикулит, а затем - в каолинит в кислой среде или в сунгулит - в среде, богатой Mg.

Описываемые гидробиотитовые породы залегают в виде пластов мощностью от десятых долей метра до 2 м, чередуясь с пластами монтмориллонитизированных параамфиболитов, с углами падения более 30-40°, однако известно (Павловский, Ескин, 1964), что мощность пластов биотитовых сланцев уланнурской свиты достигает 18 м. Этот факт может служить дополнительным основанием для постановки поисковых работ в Приольхонье на гидробиотитовое сырье.

#### Общая схема зональности коры выветривания

Кора выветривания на породах любого состава имеет четко выраженное зональное строение, причем отдельные зоны в первую очередь характеризуются определенным комплексом новообразованных минералов. В литературе по коре выветривания зоны профилей выветривания обычно обозначаются по наиболее характерному минералу, например, каолини-товая, гидрослюдистая, монтмориллонитовая, хлоритовая и т.п. Зональное строение коры выветривания И.И. Гинзбург интерпретировал как результат стадийного изменения материнских минералов под воздействием просачивающихся растворов. В дальнейшем В.П. Петров (1967) показал, что зональность имеет реакционную природу, т. е. она возникает в результате реакции между растворами и материнской породой и сходна с эндогенной метасоматической зональностью. В коре выветривания фронт поступления растворов продвигается сверху вниз. Близ поверхности растворы обогащаются кислородом, углекислым газом и органическими кислотами и характеризуются высокой концентрацией водородных ионов. По мере продвижения в более глубокие горизонты коры состав растворов постепенно изменяется сначала в результате реакции с промежуточными продуктами выветривания, а затем - с материнскими минералами. В результате этих реакций, приводящих к возникновению новых минералов, устойчивых в определенных горизонтах коры вывет-



фиг. 39. Схематическое изображение последовательности слоев в некоторых слоистых силикатах (по Бриндли, 1965)

1 - кислород; 2 - гидроксил; 3 - кремний; 4 - Si-Al; 5 - алюминий; 6 - Al-Mg; 7 - калий

ривания, растворы становятся все более щелочными и обогащаются различными компонентами, особенно кремнеземом, щелочными землями и щелочами. Растворы, поступившие в материнскую породу, становятся настолько высокоминерализованными, что никакой реакции между ними и породой уже не происходит.

В коре выветривания алюмосиликатных пород наблюдается закономерное распределение новообразованных глинистых минералов. Так, в нижних горизонтах коры выветривания развиты минералы групп монтмориллонита и гидрослюд, а в верхних - галлуазит и каолинит. Если учитывать особенности кристаллического строения глинистых минералов, то можно видеть, что они различаются по количеству тетраэдрических и октаэдрических слоев, а также по наличию или отсутствию слоя молекул воды и обменных катионов между силикатными слоями (фиг. 39). При этом общее количество слоев различных типов у монтмориллонита и вермикулита равно 4, у галлуазита - 3 и у каолинита - 2. Следовательно, снизу вверх по профилю коры выветривания количество слоев в ячейке глинистых минералов уменьшается сначала с 4 до 3 и затем до 2. Поэтому оказалось возможным выделить три общие зоны коры выветривания (табл. 28) алюмосиликатных и силикатных пород на основании особенностей строения глинистых минералов, а именно (снизу вверх): 1 - зону четырехслойных минералов (монтмориллонитовая); 2 - зону трехслойных минералов (галлуазитовая) и 3 - зону двухслойных

Таблица 28

Схема зональности коры выветривания

Общее название зон по типоморфным глинистым минералам	Зоны профилей выветривания (по новообразованным минералам)		
Двухслойных минералов	КАОЛИНИТОВАЯ		
Трехслойных минералов	ГАЛЛУАЗИТОВАЯ		(Гетитовая)
Четырехслойных минералов	МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ (Вермикулитовая)		Нонтронитовая

## Материнские породы

Петрографический тип	Кварциты	Граниты микроклиновые	Биотитовые сланцы	Амфиболиты, долериты	Пироксениты
Химический состав	Ультракислые	Кислые	Основные		Ультраосновные

минералов (каолинитовая). Зональный характер минеральных преобразований в коре выветривания показан в табл. 29. Предложенная общая схема зональности позволяет составлять профили выветривания, развитые на различных по составу материнских породах.

Геохимия профилей выветривания алюмосиликатных пород

Для определения интенсивности миграции отдельных элементов в древней коре выветривания обычно сравнивают содержания окисла в единичном объеме выветрелой и неизменной породы, допуская при этом, что объем породы при выветривании не претерпевает заметных изменений, что должно подтверждаться сохранением реликтовых структуры и текстуры.

Для количественного определения миграции элементов в коре выветривания используется либо коэффициент геохимической подвижности —  $K$ , который определяется как отношение содержаний окисла (в г/см<sup>3</sup>) в неизменной и выветрелой породе (Михайлов, 1958), либо обратная величина этого коэффициента, определяемая как коэффициент устойчивости элемента (Лисицына, 1965). Чем больше коэффициент геохимической подвижности или меньше коэффициент устойчивости, тем более подвижен элемент (или окисел) и наоборот. Однако с помощью этих коэффициентов нельзя сравнивать интенсивности привноса и выноса различных элементов. Эти недостатки легко устраняются, если в подобных целях

Таблица 29

Схема стадийных преобразований минералов в коре выветривания  
алюмосиликатных и силикатных пород

Материнские породы и минералы		Зоны коры выветривания		
		четырёхслойных минералов	трехслойных минералов	двухслойных минералов
Кварциты	Кварц			
	Серицит	→ Каолинит		
Граниты	Микроклин	→ Каолинит		
	Олигоклаз	→ Галлуазит		
	Кварц			
	Мусковит	→ Каолинит		
	Роговая обманка	Монтмориллонит + нонтронит	Галлуазит + гетит	
Биотитовые сланцы	Биотит	Вермикулит	→ Каолинит + гетит	
	Лабрадор	Монтмориллонит	→ Галлуазит	
	Лабрадор	Монтмориллонит	→ Галлуазит	
Амфиболиты	Роговая обманка	Нонтронит + Монтмориллонит	Галлуазит + гетит	
	Диопсид	Монтмориллонит	→ Галлуазит + гетит	
Пироксениты	Диопсид	Нонтронит	→ Гетит	
	Клиноцоизит	Монтмориллонит	→ Галлуазит	

использовать отношение разности содержаний окисла (или элемента) (в  $\text{г/см}^3$ , или  $\text{мг/см}^3$ ) в выветрелой и неизменной (менее выветрелой) породе к содержанию окисла (или элемента) в неизменной породе. Расчет для каждого элемента (или окисла) производится по следующей формуле:

$$M = \frac{A_2 V_2 - A_1 V_1}{A_1 V_1} \cdot 100\% \quad \text{или} \quad M = \left( \frac{A_2 V_2}{A_1 V_1} - 1 \right) \cdot 100\%,$$

где  $A_1$  и  $A_2$  - содержания элемента (или окисла) (в вес.%) в неизменной и выветрелой породе, а  $V_1$  и  $V_2$  - объемные веса тех же пород (в  $\text{г/см}^3$ ).

Таблица 30

Химические анализы и объемные веса неизмененного и выветрелого гранитов, отобранных по профилю выветривания на мысе Харалдайский

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	74,08	72,56	63,72
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	15,81	22,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	0,64	1,70
FeO	0,60	Не обн.	Не обн.
MnO	Следы	0,02	Следы
MgO	Не обн.	0,05	0,21
CaO	0,59	0,34	0,70
Na <sub>2</sub> O	2,01	0,32	0,42
K <sub>2</sub> O	7,81	7,18	5,52
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не обн.	2,51	4,68
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	0,16	0,88
	-	0,16	-
Сумма	100,18	99,82	99,93
Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	2,47	1,85	1,74

Аналитики: М.Г. Замуруева (анализы 1, 3); Л.П. Царева (анализ 2).

1 - гранит невыветрелый, обр. 580; 2 - гранит дезинтегрированный (галлуазитовая зона), обр. 582; 3 - гранит каолинизированный, обр. 585.

Профиль выветривания на гранитах. В табл. 30 приведены химические анализы образцов, отобранных по профилю выветривания гранитов на мысе Харалдайский. Эти данные и пересчеты абсолютных содержаний окислов (табл. 31) характеризуют химизм выветривания гранитов при образовании нижней части каолининовой зоны.

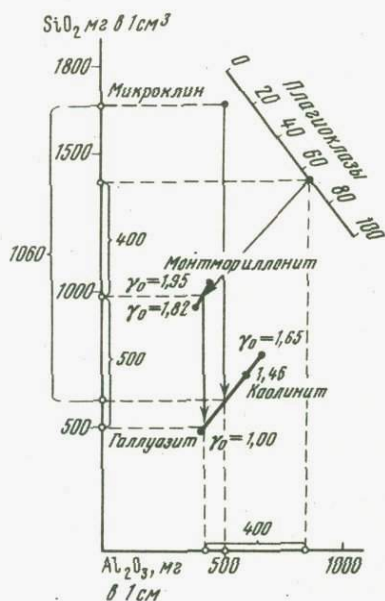
Сравнение данных анализов и пересчетов, приведенных в табл. 30 и 31, показывает, что при каолинизации гранита в той или иной степени выносятся почти все составляющие его окислы, за исключением глинозема. При этом объемный вес породы снижается от 2,47 до 1,85. Наиболее интенсивно выносятся натрий - во много раз интенсивнее, чем калий, что согласуется с микроскопически наблюдаемыми фактами малой устойчивости олигоклаза и пертитовых вростков в микроклине

Таблица 31

Содержание окислов (в мг на 1 см<sup>3</sup>) в неизменном и выветрелом гранитах

Компоненты	1*	2	3	M, % 1 → 3
SiO <sub>2</sub>	1830	1342	1110	(-)39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	321	292	382	(+)19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41	12	30	(-)50
FeO	15	-	-	-
CaO	15	6	12	(-)20
Na <sub>2</sub> O	50	6	7	(-)86
K <sub>2</sub> O	193	133	96	(-)50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	46	82	(+)100
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	9	3	15	(+)67

\* Номера колонок соответствуют номерам, приведенным в табл. 30.



Фиг. 40. Вынос SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при выветривании полевых шпатов

к выветриванию. Можно предположить также некоторый вынос железа при каолинизации (если это изменение не связано с неоднородностью состава исходной породы). Интенсивности выноса K, Ca и Si примерно одного порядка.

При полной каолинизации микроклиновых гранитов, как показывают данные химических анализов и соответствующие расчеты, из 1 см<sup>3</sup> породы выносятся около 600 мг SiO<sub>2</sub>, 200 мг K<sub>2</sub>O и 50 мг Na<sub>2</sub>O. По микроклин образуются псевдоморфные агрегаты каолинита с объемным весом 1,46–1,68 г/см<sup>3</sup>. Расчеты с учетом объемных весов исходного и новообразованного минералов показывают (фиг. 40), что при каолинизации из микроклина выносятся, кроме щелочей, около 500 мг SiO<sub>2</sub>, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> сохраняется.

Таблица 32

Содержание окислов главных элементов в породах коры выветривания ортоамфиболитов, по данным химического анализа (залив Уларья губа)

Компоненты	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	48,38	2	49,06	1	49,54	2	43,43	2
TiO <sub>2</sub>	0,62	3	0,41	3	0,72	2	0,54	2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,44	3	17,20	3	14,92	2	19,72	2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	3	2,85	3	6,17	4	10,65	2
FeO	7,80	3	6,30	3	2,63	2	He обн.	2
MnO	0,11	3	0,09	3	0,16	2	0,04	2
ZnO	0,04	1	-	-	0,24	1	-	-
MgO	9,28	2	7,35	1	6,99	1	2,23	2
CaO	10,69	2	10,02	1	6,50	1	2,22	2
Na <sub>2</sub> O	2,99	2	3,36	1	1,80	1	0,40	2
K <sub>2</sub> O	0,57	2	0,52	1	0,44	1	0,06	2
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	2	1,36	1	3,49	1	8,39	2
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,74	2	1,58	1	5,66	1	12,45	2
CO <sub>2</sub>	0,24	1	-	-	0,33	1	He обн.	1
Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	2,94		2,86		1,70		1,60	-
Пористость эффективная, %	2,05		3,73		-		44 (рассч.)	-

Аналитики М.Г. Замуруева и Е.М. Нактинас.

а - содержание, вес. %, б - количество определений.

Объемные веса и пористость определены Е.А. Саниной и З.Г. Хаусовой.

1 - амфиболит невыветрелый; 2 - амфиболит слабо дезинтегрированный; 3 - частично монтмориллонитизированный амфиболит; 4 - полностью монтмориллонитизированный амфиболит.

Профиль выветривания на амфиболитах. В табл. 32-36 приведены данные химических и спектральных анализов и пересчеты на абсолютные содержания окислов в образцах, отобранных по наиболее детально изученным профилям выветривания амфиболитов в заливе Уларья губа на о-ве Ольхон.

Таблица 33

Содержание второстепенных элементов в породах коры выветривания ортоамфиболитов, по данным спектрального полуколичественного анализа ( $S_0 = 38-45\%$ ) ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Компо- ненты	Невыветрелый амфиболит			Выветрелый амфиболит		
	порода в целом	роговая обманка	лабрадор	дезинтег- рованный	монтмориллонити- зированный	
	1а	1б	1в	2	3	4
Be	2	1	1,5	2	3,5	5
Sc	10	2	-	10	35	10
P	1000	800	-	1000	1000	800
Pb	< 20	-	20	10	< 20	< 10
Nb	20	20	10	20	18	17
Ga	16	20	15	12	10	6
Mo	< 2	-	-	3	< 2	< 2,5
V	200	200	3	170	150	70
Cu	10	20	10	22	40	100
Zn	120	200	-	170	1500	3600
Co	< 27	100	-	< 23	< 35	< 50
Ni	60	80	10	60	800	1200
Zr	90	200	-	170	100	60
Cr	430	2000	20	970	600	530
Sr	350	-	1000	430	80	100
Ba	100	100	100	100	150	< 50
La	100	100	100	-	< 20	100
Y	30	30	-	20	< 20	100

Аналитик Р.В. Кортман.

Знак < означает, что не все пробы показали присутствие элемента.

1а - порода в целом, среднее из 3 анализов; 1б - роговая обманка, мономинеральная фракция, 1в - лабрадор, мономинеральная фракция; 2 - дезинтегрированный амфиболит, среднее из 3 анализов; 3 - частично монтмориллонитизированный амфиболит, среднее из 2 анализов; 4 - полностью монтмориллонитизированный амфиболит, среднее из 3 анализов.

Таблица 34

Изменение содержаний окислов и элементов (в мг/см<sup>3</sup>)  
по профилю выветривания ортоамфиболита

Компо- ненты	1	2	3	4	M <sub>1→4</sub>
SiO <sub>2</sub>	1420	1400	844	695	(-)51
TiO <sub>2</sub>	18	12	12	77	(-)63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	483	492	254	316	(-)35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	75	82	105	171	(-)48
FeO	229	180	45	Нет	(-)
MnO	3	2,6	2,7	0,6	(-)80
ZnO	1	-	4,1	-	
MgO	273	210	119	36	(-)87
CaO	315	287	110	36	(-)88
Na <sub>2</sub> O	88	96	31	6	(-)81
K <sub>2</sub> O	17	15	7,5	1	(-)94
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	16	39	60	134	(+)740
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	22	45	96	200	(+)810
CO <sub>2</sub>	6	-	5,6	-	-
Be	0,006	0,006	0,006	0,008	(+)33
Sc	0,03	0,03	0,06	0,016	(-)47
P	3,0	2,9	1,7	1,28	(-)57
Pb	0,06	0,03	0,034	0,016	-
Nb	0,06	0,06	0,03	0,027	(-)50
Ga	0,05	0,03	0,017	0,009	(-)80
Mo	0,006	0,009	0,003	0,004	
V	0,6	0,5	0,25	0,11	(-)82
Cu	0,03	0,06	0,068	0,16	(+)433
Zn	0,36	0,49	2,52	5,75	(+)1500
Co	0,08	0,07	0,06	0,08	0
Ni	0,18	0,017	1,36	1,9	(+)960
Zr	0,26	0,5	0,17	0,096	(-)63
Cr	1,26	2,8	1,0	0,85	(-)32
Sr	1,0	1,2	0,14	0,16	(-)84
Ba	0,3	0,3	0,25	0,08	(-)73

Объемный

вес, мг/см<sup>3</sup> 2,94 2,86 1,70 1,60 -

Номера колонок 1-4 соответствуют табл. 32 и 33.

Таблица 35

Химические анализы выветрелых параамфиболитов.  
Залив Уларья губа (аналитик М.Г. Замуруева)

Компоненты	1*		2		M <sub>1→2</sub>
	а	б	а	б	
SiO <sub>2</sub>	39,88	687	32,50	385	(-)44
TiO <sub>2</sub>	1,56	27	1,76	20	(-)26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,78	322	22,84	270	(-)16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,38	300	24,45	288	(-) 4
FeO	3,52	60	2,03	34	(-)43
MgO	0,88	15	0,38	4	(-)73
CaO	3,12	52	0,49	6	(-)89
Na <sub>2</sub> O	0,55	9	0,14	2	(-)78
K <sub>2</sub> O	0,18	3	0,09	1	(-)66
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,88	135	11,52	136	0
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	5,52	94	3,42	40	(-)57
Сумма	99,63		99,64		

Объемный

вес, г/см<sup>3</sup>      1,73                                      1,18

\* Содержания окислов даны в колонке "а" в вес.%, в колонке "б" - в мг/см<sup>3</sup> породы.

1 - монтмориллонитизированный амфиболит; 2 - каолинизированный и обокренный амфиболит.

Таблица 36

Содержание микроэлементов (п · 10<sup>-4</sup>%) в выветрелых параамфиболитах по данным спектрального полуколичественного анализа (аналитик Р.В. Кортман)

Элемент	1*		Элемент	2	
	1	2		1	2
Be	40	50	Cu	80	80
Sc	20	20	Zn	1000	200
P	2000	4000	Co	40	15
Pb	20	20	Ni	400	150
Nb	20	20	Zr	200	200
Ga	7	20	Cr	100	350
Mo	2	2	Sr	50	30
V	200	300	Ba	200	150

\* Описание образцов см. в табл. 35.

Таблица 37

Изменение содержаний элементов в коре выветривания амфиболитов

Группа	Элемент	Изменение содержаний, %		Группа	Элемент	Изменение содержаний, %	
		а*	б			а	б
I	Ca	(-)88	(-)89	IV	Ti	(-)63	(-)26
	Mg	(-)87	(-)73		Zr	(-)63	(-)30
	K	(-)94	(-)66		Nb	(-)50	(-)30
	Na	(-)82	(-)78		Sc	(-)47	(-)30
	Sr	(-)84	(-)58		V	(-)82	0
	Ba	(-)73	(-)50		Ga	(-)80	(+)30
II	Cu	(+)433	(-)30	V	P	(-)57	(+)16
	Ni	(+)960	(-)75		Fe	(-)48	(-)9
	Zn	(+)1500	(-)86		Al	(-)35	(-)16
III	Si	(-)51	(-)44	Cr	(-)32	(+)20	

Характер изменения содержаний различных элементов в единичном объеме породы в разных зонах коры выветривания амфиболитов указывает на их дифференциальную подвижность. В табл. 37 приведены изменения содержаний элементов (в %), "а" - в монтмориллонит-нонтронитовой породе по отношению к невыветрелому амфиболиту и "б" - в галлуазит-гетитовой породе по отношению к монтмориллонит-нонтронитовой породе. Привнос отмечен знаком плюс, вынос - знаком минус.

По особенностям миграции элементы объединяются в пять групп, причем группировка элементов соответствует их классификации по ионному потенциалу. Так, элементы I и II групп переходят в раствор в катионной форме, тогда как элементы остальных групп гидролизуются или образуют комплексные анионы.

Элементы I группы - щелочи и щелочные земли - выносятся наиболее интенсивно и наиболее полно из коры выветривания. Элементы II группы выносятся из галлуазитовой зоны и накапливаются в значительных количествах в монтмориллонитовой зоне.

Кремнезем выносится из обеих зон примерно с одинаковой интенсивностью. Элементы IV группы интенсивно выносятся из монтмориллонитовой зоны и слабее - из галлуазитовой. Наконец, элементы V группы с различной интенсивностью выносятся из нижних горизонтов и почти неподвижны в галлуазит-гетитовой зоне.

Таким образом, при образовании монтмориллонитовой зоны выносятся в той или иной степени почти все элементы, за исключением Zn, Ni и Cu, накопление которых, по-видимому, связано с их привносом в эту зону из более верхней галлуазитовой зоны, ныне сильно размытой.

Таблица 38

Расчеты первоначальной мощности коры выветривания по Zn, Ni и Cu

Компоненты	Содержание, мг в 1 см <sup>3</sup>			Первоначальная мощность
	амфиболиты	монтмориллонитовая зона	галлуазитовая зона	
ZnO	0,36	3,7	0,20	~ 150
Ni	0,18	1,3	0,18	~ 110
Cu	0,03	0,15	0,10	~ 75

Если допустить, что содержание Zn, Ni и Cu было однородным по всему профилю выветривания и что отсутствовал боковой привнос, то первоначальная мощность коры выветривания составляла многие десятки метров. Используемые для расчета первоначальной мощности данные приведены в табл. 38. Мощность монтмориллонитовой зоны составляет около 15 м. Поскольку Ni и Cu в большей степени задерживаются в галлуазитовой зоне, чем Zn, то рассчитанные по Ni и Cu мощности оказались несколько меньше мощности по Zn.

Весьма характерен интенсивный вынос глинозема при образовании монтмориллонитовой зоны. Здесь по лабрадору образуются псевдоморфные агрегаты монтмориллонита с объемным весом 1,85-1,95. Пересчеты анализов мономинеральных образцов монтмориллонита (фиг. 40) показывают, что при монтмориллонитизации лабрадора из 1 см<sup>3</sup> минерала выносятся около 400 мг SiO<sub>2</sub> и 400 мг Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

В галлуазитовой зоне при замещении монтмориллонита галлуазитом выносятся около 500 мг SiO<sub>2</sub>, тогда как Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> сохраняется.

Профиль выветривания пироксенита. В табл. 39 и 40 приведены данные химического и спектрального анализов образцов, отобранных в линейной коре выветривания пироксенитов в заливе Боян-Шунген на о-ве Ольхон, описание которой было приведено выше. В данном профиле прослеживаются только начальные стадии выветривания, соответствующие нонtronитовой зоне коры выветривания.

В табл. 40 приведены абсолютные содержания микроэлементов в неизменном и выветрелом пироксенитах. Учитывая уменьшение объемного веса для обр. 2 и 3 в два раза по сравнению с обр. 1, можно видеть, что при выветривании пироксенита почти не изменяются содержания таких элементов, как Sc, Cu, Zn, Co, Zr, Cr, Sr и Ba, уменьшаются в два-пять раз содержания P, Mn, Nb и V.

Обращает внимание тот факт, что содержание глинозема и галлия в выветрелом пироксените увеличивается примерно в два раза по сравнению с неизменной породой. Вряд ли эти изменения содержания глинозема и галлия обусловлены неоднородностью выветриваемой породы, поскольку микроскопически заметных колебаний в составе пироксенита не наблюдается. Можно предположить, что глинозем привносился в эту зону и фиксировался в ней при образовании глинистых минера-

Таблица 39

Химические анализы неизмененного и выветрелого пироксенита в заливе Боян-Шунген

Компоненты	1		2		3		M <sub>1→3</sub>
	а*	б	а	б	а	б	
SiO <sub>2</sub>	47,95	1448	42,78	625	43,51	645	(-)55
TiO <sub>2</sub>	0,10	3	0,32	4	0,16	2	(-)33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,13	124	16,51	245	18,89	282	(+)127
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,86	207	14,10	206	12,66	188	
FeO	4,07	123	0,29	4	He обн.		(-)45
MgO	8,47	252	1,47	22	1,17	17	(-)94
CaO	25,82	775	6,12	89	5,02	75	(-)90
Na <sub>2</sub> O	0,89	27	0,59	9	0,85	13	(-)52
K <sub>2</sub> O	0,28	8	0,27	4	0,34	5	(-)37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	24	5,62	82	7,69	115	(+)380
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,61	18	11,79	172	9,25	138	(+)670
CO <sub>2</sub>	-		He обн.		-		-
Сумма	99,98		99,86		99,54		

Объем-  
ный вес,  
г/см<sup>3</sup> 3,02

1,46

1,49

Аналитик М.Г. Замуруева. Объемные веса определены З.Г. Хаустовой.

\* Цифры анализов даны в колонке „а“ в вес.%, в колонке „б“ - в мг/см.<sup>3</sup>  
1 - пироксенит, обр. 1125; 2 - выветрелый пироксенит, в 0,7 м от контакта с пегматитом, обр. 1126; 3 - выветрелый пироксенит, в 0,1 м от контакта с пегматитом, обр. 1127.

лов. Несколько необычно также для выветрелого пироксенита высокое содержание CaO, которая может быть связана частично с обменным комплексом глинистых минералов и частично - с реликтовым клиноцоизитом.

Глинозем, вероятно, привносился из вмещающих дайку пироксенита основных пород, более богатых глиноземом. Поскольку глинозем в ко-

Таблица 40

Содержание второстепенных элементов по данным спектрального полуколичественного анализа в неизменном и выветрелом пироксенитах, Залив Боян-Шунген ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	1*	2	3	Элемент	1	2	3
Be	-	2	2	Cu	20	80	50
Sc	30	50	80	Zn	80	200	200
P	800	800	800	Co	20	50	-
Mn	500	300	200	Ni	100	200	200
Nb	20	20	20	Zr	50	100	100
Ga	3	10	10	Cr	2000	5000	5000
Mo	2	2	-	Sr	500	800	500
V	300	200	200	Ba	500	200	500

Аналитик А.С. Дудыкина.

\* Номера колонок (образцы) соответствуют приведенным в табл. 39.

Ре выветривания обычно связан с кремнеземом в виде глинистых минералов, то привнос глинозема, очевидно, привел к уменьшению выноса кремнезема.

Выше нонtronитовой зоны должна располагаться гетитовая зона, которая в данном профиле полностью размыта. При образовании нонtronитовой зоны было вынесено 800 мг  $\text{SiO}_2$  из  $1 \text{ см}^3$  породы. Очевидно, что из ультраосновных пород, почти не содержащих глинозема, при образовании гетитовой зоны кремнезем должен выноситься почти полностью.

Анализ схемы зональности и соответствующие определения минерального и химического составов и объемных весов материнских и выветрелых пород показывают следующее:

а) минеральный состав промежуточных и конечных продуктов выветривания определяется составом материнских пород;

б) по мере увеличения основности и железистости материнских пород в промежуточных продуктах выветривания возрастает роль монтмориллонита и нонtronита, а в конечных - галуазита и гетита;

в) с увеличением основности материнских пород объемный вес выветрелых пород уменьшается (табл. 41), что связано с увеличением их пористости и соответственно с возрастанием количества вынесенного вещества - от 30% из кварцитов и гранитов до 60% из амфиболитов и, вероятно, еще большего количества из пироксенитов.

Анализ изменения абсолютных содержаний различных элементов в коре выветривания показывает, что наиболее полно выносятся щелочи и щелочные земли, хотя значительные количества магния и кальция фиксируются при образовании четырех- и трехслойных минералов в нижних зонах.

Таблица 41

Изменение объемного веса в коре выветривания

Зоны коры выветривания	Объемный вес, г /см <sup>3</sup>				
Двухслойных минералов	1,81	1,68-1,85	1,36-1,66	-	-
Трехслойных минералов	-	1,82-2,30	-	1,18-1,35	-
Четырехслойных минералов	-	-	1,80	1,40-1,80	1,46-1,49
Материнские породы	2,40-2,54 Кварциты	2,47 Граниты	- Биотитовые сланцы	2,91 Амфиболиты	3,02 Пироксениты

Таблица 42

Баланс SiO<sub>2</sub> в коре выветривания

Зоны коры выветривания	Содержание SiO <sub>2</sub> , мг/см <sup>3</sup>				
Двухслойных минералов	1600	1260	530	-	-
Трехслойных минералов	-	1600	-	410	-
Четырехслойных минералов	-	-	-	720	620
Материнские породы	2400 Кварциты	1820 Граниты	- Биотитовые сланцы	1410 Амфиболиты	1420 Пироксениты
Общий вынос из коры выветривания	600	560	-	1010	>800

В коре выветривания силикатных пород по мере возрастания их основности увеличиваются количества вынесенных кремнезема (табл.42) и глинозема. Последний выносится преимущественно из нижних зон коры выветривания, что обусловлено возникновением здесь монтморил-

лонита и хлорита, минералов более бедных глиноземом, чем конечные продукты выветривания – галлуазит и каолинит. Согласно анализам при выветривании гранита глинозем почти не выносится, тогда как при выветривании амфиболита выносится более 400 мг  $Al_2O_3$  на 1 см породы.

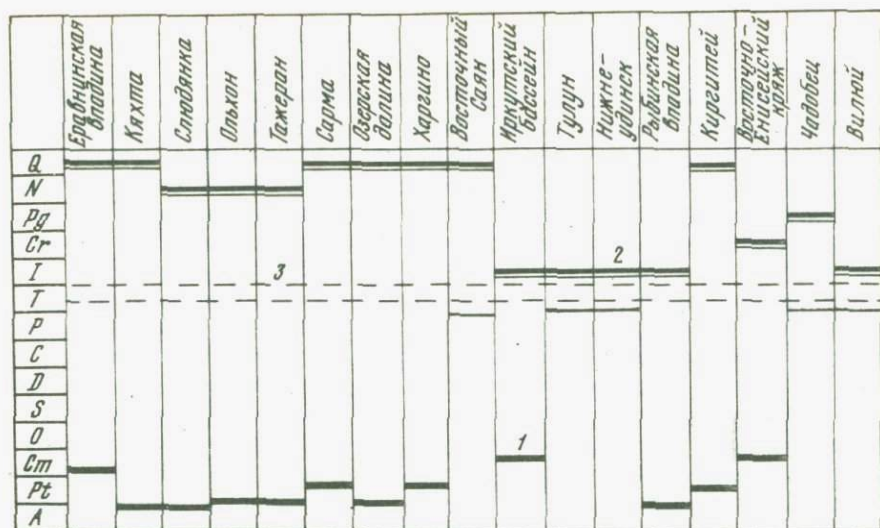
### О возрасте коры выветривания Иркутского амфитеатра

Для всех описанных проявлений коры выветривания достоверно установлено, что они образовались на породах древнее юры, причем первоначальные мощности, по-видимому, составляли многие десятки метров. Однако в разных районах амфитеатра кора выветривания покрывается осадками различного возраста – от нижнеюрского до четвертичного.

Так, на Ольхоне и в Приольхонье породы коры выветривания местами погребены под кайнозойскими песчано-глинистыми осадками. Наиболее древние из них – озерные отложения, охарактеризованные фаунистически как миоцен–плиоценовые (Павловский, Ескин, 1964). Эти осадки ложатся на кору выветривания с глубоким размывом и залегают на ее различных уровнях. Одновременное залегание миоплиоценовых осадков на нижних зонах коры выветривания и на невыветрелых породах можно наблюдать на мысе Будун. Это говорит о том, что кора выветривания подверглась интенсивному размыву прежде, чем на ней отложились неогеновые осадки. Таким образом, наиболее молодые породы, по которым образовалась кора выветривания, – это нижнепротерозойские граниты, а наиболее древние породы, перекрывающие кору выветривания, имеют миоплиоценовый возраст. Налегание миоценовых осадков на выветрелые породы и дало основание ряду авторов считать возраст коры выветривания как верхнемеловой–палеогеновый (Ламакин, 1961; Логачев и др., 1964) и даже как предмиоценовый (Павловский, Ескин, 1964). Однако такое положение коры выветривания в стратиграфическом разрезе позволяет лишь в первом приближении сделать вывод о том, что кора выветривания моложе нижнего протерозоя, но древнее миоцена.

Принимая во внимание лишь возраст материнских пород и покрывающих осадков, сопоставим все описанные проявления коры выветривания (фиг. 41). Следует также учитывать, что для проявлений коры выветривания в Иркутском бассейне на породах кембрия и нижнего триаса непосредственно устанавливается досреднеплейстовый возраст на основании налегания на них осадков черемховской свиты, имеющей среднеплейстовый возраст (Одинцова и др., 1967).

На основе принципа региональных сопоставлений для определения возраста мощной коры выветривания, предложенного В.П. Петровым (1967), можно видеть, что кора выветривания на территории Иркутского амфитеатра образовалась после нижнего триаса (время внедрения траппов) и до среднего плейста (начало юрского осадконакопления). Триасовая эпоха в общем была неблагоприятна для развития процессов выветривания, так как климат на территории Евразии был аридным и лишь со второй половины верхнего триаса усиливается трансгрессия моря, климат смягчается, появляется влаголюбивая растительность



Фиг. 41. Сопоставление проявлений коры выветривания Сибирской платформы

1 - возраст пород, подвергшихся выветриванию; 2 - возраст пород, залегающих на коре выветривания; 3 - вероятная эпоха формирования мощной коры выветривания

(Синицын, 1965). Следовательно, можно еще более сократить вероятный интервал образования коры выветривания поздним триасом и ранней юрой.

Сопоставление с корами выветривания других районов Сибири также приводит к выводу о региональном развитии коры выветривания нижнемезозойского возраста. Кора выветривания этого возраста известна на юге Енисейского края (Борисов, 1961; Альтер, 1964), в Западно-Сибирской низменности (Коротун, 1962), в Виллойской впадине (Кудинова, 1963), в Центральном Забайкалье (Краснов, 1965) и других районах.

Особенно хорошо изучены проявления древней коры выветривания на траппах и синхронных им кимберлитах и туфогенных образованиях, которые описаны во многих районах Сибирской платформы, а в пределах Ангаро-Виллойского прогиба коры выветривания часто фиксируются под осадками нижней юры (Уманец, 1960; Кудинова, 1963; Файнштейн, 1963; Одинцова, 1965; Меньяйлов, 1964). Таким образом, для значительной части Сибирской платформы устанавливается, что кора выветривания на траппах и вмещающих породах образовалась в послетриасовое-донижнеюрское время.

Известно (Петров, 1967), что мощные коры выветривания образуются в теплом влажном климате на непленнизированных участках земной коры в условиях длительного тектонического покоя. Такие условия, очевидно, существовали на протяжении позднего триаса и раннего лейаса на территории Иркутского амфитеатра и смежных регио-

нах. В Ангаро-Вилуйском прогибе известны накопления иреляхской свиты рэт-раннелейасового возраста, залегающие на коре выветривания и содержащие продукты перестроения последней. А.В. Ильюхина, С.А.Кашик и М.М.Одинцова (1967, стр. 227) считают, что палеогеографические условия времени накопления иреляхской свиты были очень близки к тем, которые существовали в период образования коры выветривания; в частности, авторы пишут: "Обращает на себя внимание изобилие остатков ископаемых хвощей, часто захороненных *in situ*. Они являются доказательством широкого распространения в это время заболоченных пространств, обилия влаги. Кроме того, папоротники рода *Cladophlebis* с большими сложноперистыми нежными вайями также свидетельствуют о влажном и теплом климате, а прекрасная сохранность отпечатков говорит о том, что захоронение произошло в относительно медленно текущих водах". Далее авторы указывают, что триасовые реликты были представлены в основном папоротникообразными растениями, а водоразделы покрывались бенеттитово-хвойными лесами; содержание пыльцы бенеттитов в иреляхской толще самое максимальное, и полагают, что в это время территория получала наибольшее количество тепла. Необходимо особо подчеркнуть указания авторов на существование заболоченных пространств и медленно текущих вод, свидетельствующих о наличии пенепленизированных поверхностей.

Можно полагать, что нижнемезозойская кора выветривания плащеобразно покрыла все породы, выходящие на дневную поверхность, и лишь тектонические движения в юре привели к почти повсеместному ее размытию. Начало юрского времени ознаменовалось глубокой структурной перестройкой древней Сибирской платформы (Одинцов, 1963), когда произошли заложение крупных депрессий и воздымание складчатых сооружений Саяно-Байкальской дуги. Естественно, что в результате этих движений наилучшие условия для сохранения нижнемезозойской коры выветривания были созданы в Иркутском бассейне, Ангаро-Вилуйской и других впадинах, где кора выветривания была почти сразу же захоронена под покровом юрских осадков. Напротив, в участках поднятий — на территории Саяно-Байкальской дуги — условия сохранности коры выветривания были худшими; почти полностью она была размыта и сохранилась лишь в виде реликтов коры линейного типа (Прибайкалье, Восточный Саян) или небольших шляп на водораздельных поверхностях (Харгино, Слодянка).

Вывод о нижнемезозойском возрасте мощной коры выветривания, развитой в пределах горного обрамления Иркутского амфитеатра, противоречит ранее высказывавшемуся и ставшему, по существу, традиционным положению о широком распространении коры выветривания верхнемелового-палеогенового возраста (Ламакин, 1961; Равский, 1959; Плотникова, Равский, 1962; Логачев и др., 1964). Однако фактический материал, приводимый для доказательства верхнемезозойского и третичного возраста мощной коры выветривания, не может считаться убедительным. Так, на юго-восточном побережье Байкала, в районе Танхоя, Г.Б. Пальшин (1955) к коре выветривания условно нижнемiocенового возраста отнес толщу явно осадочных песчано-глинистых пород мощностью до 50-80 м.

Возраст регионально развитой коры выветривания в Западном Прибайкалье, описание которой приведено в настоящей работе, некоторыми исследователями трактуется как верхнемеловой-палеогеновый (Ламакин, 1960, 1961; Логачев и др., 1964) или даже как предмиоценовый (Павловский, Ескин, 1964). Основаниями для таких заключений служат налегание на кору выветривания фаунистически охарактеризованных миоценовых осадков, а также представления о существовании в этом районе реликтов пенеплена верхнемелового-палеогенового возраста (Ламакин, 1961). Однако ни то, ни другое положение не может служить критерием для определения возраста коры выветривания. Пенеплен предопределяет возможность образования коры выветривания, но необязательно будет сопровождаться ею. Следует отметить, что в Байкальской горной стране Н.В. Думитрашко и В.Н. Олонин (1969) предполагают наличие не одного, а трех разновозрастных пенепленов: верхнеюрского, мелового и верхнемиоценового-плиоценового, и именно в районе Приозьхонья, где наиболее развиты реликты мощной коры выветривания, эти авторы указывают на широкое распространение останцев пенеплена доверхнеюрского возраста.

Некоторые исследователи выделяют верхнемеловую-палеогеновую каолиновую кору выветривания на полимиктовых полевошпат-кварцевых песчаниках черемховской свиты юры в районе Каменского месторождения третичных каолиновых глин. Основными доводами в пользу существования этой коры выветривания они считают увеличение степени выветрелости полевых шпатов и замещение их каолинитом снизу вверх по разрезу.

Рассмотрим конкретный разрез каменской свиты и подстилающих юрских отложений, изученный нами по скв. 124<sup>1</sup>, пробуренной на северо-западном борту Харанурской впадины (снизу вверх с глубины 219 м):

1. Песчаники серые средне- и разнозернистые с прослоями алевролитов и аргиллитов и включениями каменного угля и углефицированных растительных остатков (обр. 894-915), черемховская свита юры), мощность 40,5 м.
2. Каолинистые глины с включениями зерен кварца и конкреций сидерита, светло-серые, бурые, красновато-бурые, пятнисто окрашенные (обр. 916-919) с прослоями глинистых светло-серых песков (обр. 920-922); мощность 7,5 м.
3. Пески глинистые светло-серые с прослоями обожренных песчаников (обр. 924-929) и сидеритов (обр. 931), мощность 35,0 м.
4. Сидерит зеленовато-серый, мелкоконкреционный, мощность 0,5 м.
5. Глинистый песчаник серый, мощность 0,5 м.
6. Гравелит с галькой кембрийских темно-зеленых и бордовых аргиллитов и мергелей, мощность 5,5 м.
7. Песчаник глинистый, серый, мощность 5,5 м.

<sup>1</sup>Согласно данным предыдущих исследователей (Файнштейн, 1963), эта скважина, а также многие другие вскрывают каолиновую кору выветривания, мощностью не менее 20 м, на юрских песчаниках.

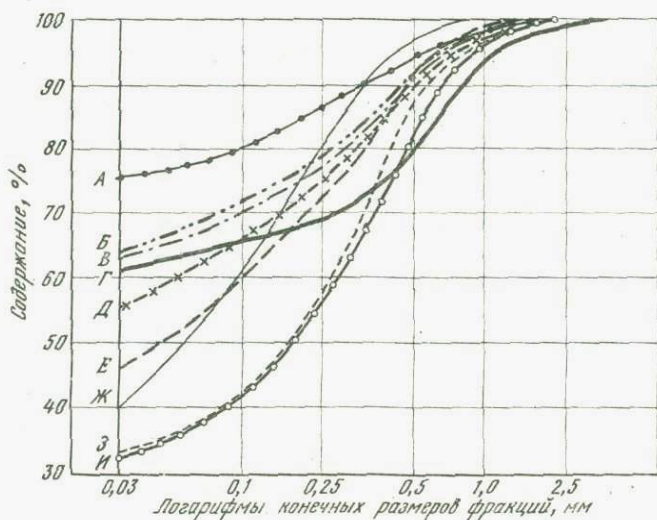
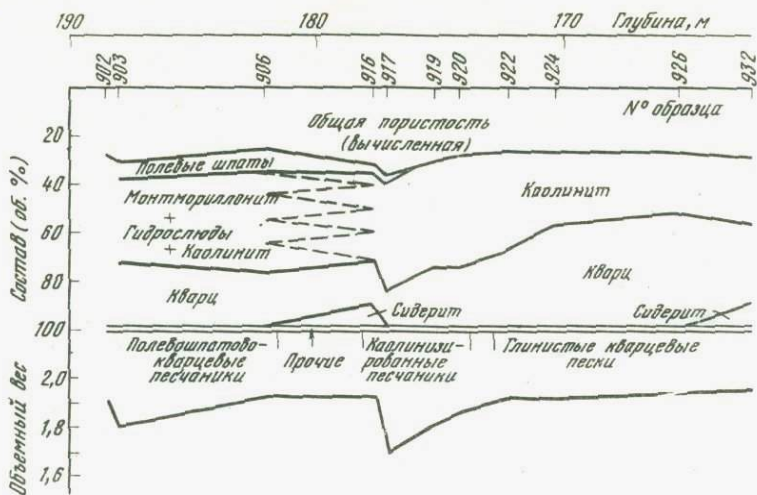
8. Гравелит, мощность 1,0 м.
9. Песчаник глинистый зеленовато-серый, мощность 5,5 м.
10. Глина зеленовато-серая, мощность 2,0 м.
11. Бурый уголь или лигнит с включениями янтарепоподобной ископаемой смолы, мощность 4,7 м.
12. Глины пестроцветные, зеленовато-серые, известковистые, иногда с битой ракушкой плянорибид и лимнид, мощность 40 м.

Из части разреза скважины в интервале от 190 до 162 м было отобрано 11 образцов (3 – юрские песчаники, 4 – каолинистые глины и 4 – глинистые пески из осадочной толщи). Для этих образцов были подсчитаны минеральные составы (в шлифах – для юрских песчаников и по данным гранулометрического анализа – для глинистых песков) и определены объемные веса. На фиг. 42 графически показаны составы этих пород с учетом их общей пористости, вычисленной по объемным весам. Для некоторых образцов отдельно определялся состав глинистой фракции по данным дифференциального термического и химического анализов.

Для сравнения составов пачки каолинистых глин слоя 2 и глинистых песков девять образцов были подвергнуты гранулометрическому анализу. Выделялись фракции < 0,03; 0,03–0,1; 0,1–0,25; 0,25–0,5; 0,5–1,0; 1,0–3,0 мм. Во фракции < 0,03 мм, как правило, присутствовали преимущественно только агрегаты глинистых минералов, а во фракциях крупнее 0,1 мм – только кварцевые и полевошпатовые зерна и сидеритовые конкреции. Во фракции 0,03–0,1 мм присутствовали и кварцевые зерна и агрегаты глинистых минералов (в данном случае каолинита), и поэтому после подсчета под микроскопом глинистая часть этой фракции исключалась и прибавлялась к содержанию фракции < 0,03 мм. Данные гранулометрических анализов были нанесены на полулогарифмическую диаграмму (фиг. 43) и по ним были построены нарастающие кривые гранулярного состава пород.

Отложения слоя 1 (черемховская свита юры) представлены преимущественно песчаниками крупно-, средне- и мелкозернистыми и в меньшем количестве – алевролитами и аргиллитами с прослойками каменного угля. Из-за повсеместного присутствия углистого вещества и мелкой вкрапленности пирита эти породы имеют серую до темно-серой окраску. Песчаники состоят в основном из кварца (30–40%) и полевых шпатов (10–15% – плагиоклазы и микроклин), сцементированных глинистым веществом; присутствует немного чешуек светлой слюды, биотита и каолинита; глинистый цемент имеет в основном монтмориллонитовый и гидрослюдистый состав. Следует отметить, что содержание цемента достигает 50–60%. Алевролиты имеют по существу тот же состав, но в них заметно больше глинистого цемента и больше крупных чешуек каолинита и частично разложенного биотита. Аргиллиты сложены кварцем и чешуйками биотита, хлоритизированного биотита и бесцветной слюды и агрегатами тонкочешуйчатых глинистых минералов.

Каолинистые глины слоя 2 залегают непосредственно на алевролитах и аргиллитах юрской толщи, причем последние осветлены в приконтактовых частях с вышележащей толщей и имеют светло-буроватую



фиг. 42. Характер изменения состава и объемного веса пород по скв.124 Каменского месторождения

фиг. 43. Нарастающие кривые гранулярного состава каолинит-кварцевых песков

А - И -соответственно обр. 917, 919, 920, 916, 922, 924, 932, 926 и 928, скв. 124, Каменское месторождение

окраску в отличие от типичных юрских сероцветных аргиллитов и алевролитов. Осветление алевролитов, которое можно связать с окислением или удалением органического вещества, развивается по неровной извилистой границе, секущей первичную слоистость. Каолинитовые глины

содержат много зерен кварца и конкреций сидерита. Отмечается небольшая примесь полевых шпатов. Каолинит слагает основную микрозернистую массу, в которую погружены зерна этих минералов и крупные бурые кристаллы каолинита. Изредка встречаются агрегаты слюд или гидрослюд и монтмориллонита. Полевой шпат представлен редкими полуразрушенными зернами микроклина и плагиоклаза. Сидерит образует конкреции радиально-лучистого строения, часто окисленные с поверхности и поэтому они выделяются благодаря своей бурой окраске в глинистой массе.

Глинистые пески из слоя 2 и залегающие выше по разрезу представляют собой светлоокрашенные породы, обычно светло-серого цвета, сложенные в основном каолинитом и кварцем, содержащихся в переменных количествах, но обычно каолинита больше. Каолинит слагает основную криптозернистую массу, в которой рассеяны угловатые остроугольные зерна кварца. Основная масса приобретает местами ориентированную структуру, т.е. чешуйки каолинита собираются в агрегаты и ориентированы в них своими наиболее развитыми плоскостями (001) субпараллельно напластованию. Среди глинистых песков также отмечаются конкреции сидерита размером в диаметре до 0,5 см и даже пласты конкреционного сидерита мощностью до 0,5 м, прослой гравелитов и рыхлых кварцевых песков.

Объемные веса пород по разрезу колеблются незначительно (от 1,7 до 1,95), причем наименьшие значения соответствуют большим содержаниям глинистого материала (например, обр. 917), а небольшое увеличение объемных весов в некоторых случаях обусловлено примесью сидерита. Соответственно объемным весам изменение общей пористости (вычисленной) по разрезу также весьма незначительно.

На диаграмме гранулярных составов (фиг. 43) выявляются следующие особенности анализированных пород. Так, кривые каолинистых глин слоя 2 отличаются от кривых вышележащих глинистых песков более пологим наклоном слева от ординаты 0,25 мм. На графике также видно, что содержание песчаной фракции < 0,5 мм в обр. 916 (г) даже большее, чем в каком-либо другом, и в то же время содержание фракции 0,03–0,1 мм в нем наибольшее. Вверх по изученной части разреза сортировка глинистых песчаников все больше возрастает, на что указывает увеличивающийся наклон кривых и уменьшение содержания тонких фракций (< 0,03 мм).

Таким образом, изучение разреза третичных отложений и подстилающих юрских песчаников на Каменском месторождении показало:

- 1) юрские песчаники, алевролиты и аргиллиты в верхах толщи на глубину в 1–2 м приобретают светлую, белую и серовато-белую окраску в связи с окислением органического вещества;
- 2) базальные горизонты третичных отложений (в разрезе скв. 124, 34 и др.) представлены каолинистыми глинами и глинистыми кварцевыми песками с большим количеством сидеритовых конкреций;
- 3) не наблюдается никакого существенного изменения объемного веса (и пористости) снизу вверх по разрезу от сероцветных юрских песчаников до белых песчаных каолинистых глин и глинистых песков.

Эти данные приводят к выводу, что белоцветные глинистые породы, залегающие на юрских песчаниках, представляют собой осадки, отли-

чающиеся довольно слабой сортировкой. Отбеливание осадков, залегающих на юрских песчаниках, и широкое развитие в этих осадках конкреций, стяжений и прослоев сидерита указывают на диагенетические процессы.

На севере Иркутского амфитеатра в Ангаро-Илимском районе Э.И.Равский (1959) к коре выветривания верхнемелового-третичного возраста относил явно осадочные, так называемые "водораздельные галечники" юрского возраста. Неправомочность отнесения этих пород к коре выветривания уже была справедливо подмечена ранее (Логачев и др., 1964, стр. 20).

К такому заключению приводит и рассмотрение всего фактического материала по верхнемеловой-третичной "коре выветривания", излагаемого Э.И. Равским (1959). Однако многие авторы в подкрепление положения о верхнемеловом-третичном возрасте коры выветривания ссылаются именно на данные Э.И. Равского (Золотарев, 1964 г.; Павловский, Ескин, 1964). В действительности же водораздельные галечники, изучавшиеся Э.И. Равским, относятся к нижним частям разреза юрских отложений, которые, как указывает М.М. Одинцова (1965), повсеместно на Сибирской платформе обогащены продуктами перемыва мощной доюрской коры выветривания.

Именно обилие продуктов переотложения коры выветривания в осадочных породах зачастую вводит геологов в заблуждение при решении вопроса генезиса таких пород. Так, в качестве явно неудачного примера остаточной коры выветривания верхнемелового-третичного возраста часто указывается толща белых кварцево-каолиновых песков, выделяемая в Вилюйской синеклизе под названием линденской свиты и флористически охарактеризованная как верхнемеловая.

Как пример коры выветривания верхнемелового-третичного возраста также указывается кора мощностью более 100 м на докембрийских силлиманитовых сланцах в районе Кяхты (Логачев и др., 1964), хотя в непосредственной близости от выходов коры залегают осадки, обогащенные продуктами выветривания и имеющие верхнеюрский-меловой возраст, что, возможно, свидетельствует и о более древнем возрасте развитой здесь коры выветривания (Финько, 1960). Кроме того, некоторые авторы (Корина, Чичагов, 1966) указывают на существование в Центральной Забайкалье горного рельефа начиная с верхнего мезозоя.

О существовании коры выветривания предположительно верхнемелового-нижнепалеогенового (?) возраста можно судить косвенно на основании широкого развития в различных районах Сибирской платформы верхнемеловых и палеогеновых отложений, характеризующихся олигомиктовым кварцево-каолиновым составом. Эти отложения К.В. Боголепов (1967) выделяет в так называемую формацию коры выветривания. Однако вполне вероятно и то, что материал для этой формации мог поступать из более древней коры выветривания - нижнемезозойской.

До сего времени не обнаружено достоверных проявлений мощной коры выветривания верхнемелового или третичного возраста ни в самом Иркутском амфитеатре, ни в близлежащих регионах. Предположительно верхнемеловая каолиновая кора выветривания на эффузивах нижнего мела, развитая в районе Зейско-Буреинской депрессии, имеет

мощность всего около 10 м (Финько, 1960, стр. 112), Все другие проявления коры выветривания этого района, относимые В.И. Финько к верхнемеловым образованиям, как правило, имеют максимальную мощность 10-20 м. Мощность коры выветривания на базальтах раннего кайнозоя (?) в Тункинской долине также не превышает 10-15 м (Волколаков, Хлыстов, 1967).

При рассмотрении же коры выветривания Иркутского амфитеатра отмечалось, что мощность отдельных проявлений (только реликтовая!) достигает 100 м и более. Это количественное различие мощностей, несомненно, указывает и на отличие двух выделяемых эпох корообразования, а именно на более широкое и интенсивное образование коры выветривания в нижнемезозойское время по сравнению с верхнемеловой - третичной эпохой.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИН

Геолого-минералогическая характеристика  
основных месторождений

В Центральной части Иркутского бассейна известны месторождения каолиновых глин, образующие пластообразные залежи в основании угленосной толщи юры. Эти месторождения (фиг. 44) – Трошковское, Бельское (Гымыльское), Узколугское, Мальтинское и др. пространственно тяготеют к водоразделу рек Ангары и Белой.

В геологическом строении района месторождений (фиг. 45) участвуют кембрийские карбонатные породы и развитая по ним кора выветривания, юрские, третичные и четвертичные отложения.

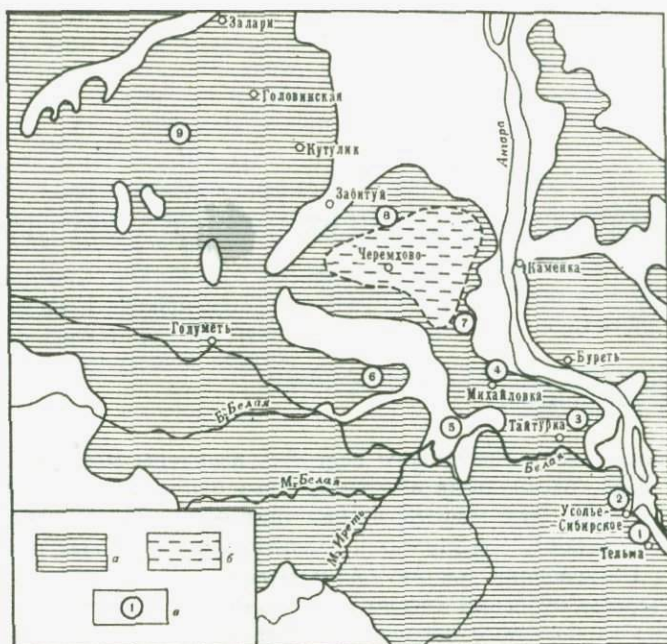
Вопросы геологического строения месторождений и условия залегания каолиновых глин рассмотрены в ряде опубликованных работ (Чекановский, 1874; Коровин, 1921; Жемчужников, 1926; Одинцов, 1938, 1945; Шербаков, 1958; и др.), а также в рукописных работах (Вареник и др., 1961; Калашников и др., 1964).

В районе месторождений на дневную поверхность выходят кембрийские отложения ангарской свиты и залегающей ниже булайской свиты. Скважинами вскрыты породы бельской, усольской и мотской свит. На этих породах развита мощная нижнемезозойская кора выветривания.

В составе юрских отложений выделяются заларинская, черемховская и присаянская свиты. К осадкам заларинской свиты, согласно стратиграфической схеме Ю.П. Деева (1962), относятся каолиновые глины, слагающие и продуктивный горизонт на месторождениях. Мощность горизонта каолиновых глин (на месторождениях) колеблется от 0 до 20 м.

Каолиновые глины подстилаются кремнево-глинистой брекчией, представляющей собой перемещенные и остаточные продукты выветривания кембрийских пород.

Для глин продуктивного горизонта характерны существенно каолиновый состав, пелитовая и алевропелитовая структуры. Однако в большинстве своем глины месторождений представляют собой камнеподобные, неслоистые, почти или совсем неразмочающиеся в воде породы, приобретающие пластичность только после тщательного помола или длительного вылеживания на воздухе. На эту особенность здесь издавна обратили внимание геологи и керамисты, что нашло отражение в таких на-



Фиг. 44. Схема распространения важнейших проявлений и месторождений нижнеиркутских каолиновых глин в центральной части Иркутского бассейна

а - области распространения юрских осадков; б - Черемховское месторождение каменного угля; в - месторождения каолиновых глин: 1 - Тельминское; 2 - Усольское; 3 - Мальтинское; 4 - Трошковское; 5 - Узколугское; 6 - Гымильское (Бельское); 7 - Касьяновское; 8 - Нотское; 9 - Ново-Черемховское

званиях глин, как "сухарные глины", "кремневки" и "каолиновые аргиллиты"<sup>1</sup>.

Более детально строение горизонта каолиновых глин рассматривается ниже при описании отдельных разрезов по месторождениям.

Отложения черемховской свиты представлены в основном песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники

<sup>1</sup> Следует отметить, что терминология глин месторождений разрабатывалась в основном по принципу их использования или по внешним признакам. Так, глины Трошковского месторождения обычно называются огнеупорными (или "сухарными"), Бельского месторождения - "каолиновыми аргиллитами", а Узколугского месторождения - "каолинами". Это заставляет нас воздержаться от традиционной терминологии, и в настоящей работе названия глин даются только по названию преобладающего минерала - каолиновые глины, с дополнительной характеристикой физических свойств - твердые или пластичные.

сложены примерно в равных количествах кварцем и полевым шпатом (калиевые полевые шпаты и кислые и средние плагиоклазы), причем в некоторых разностях кварц значительно преобладает. В меньшем количестве присутствуют слюды (биотит, мусковит) и обломки изверженных и метаморфических пород. Цемент песчаников глинистый, слюдястый или карбонатный. В Ангаро-Бельском районе черемховская свита имеет мощность от 70 (Черемховское месторождение) до 180 м (Арансохойская впадина). Песчаники, алевролиты и аргиллиты почти постоянно содержат обуглившиеся остатки или отпечатки растений. Промышленные пласты угля мощностью до 2-4 м приурочены к низам свиты.

В районе Трошковского месторождения огнеупорных глин мощность черемховской свиты сокращается до 35 м. Здесь пласты каменного угля очень редки. Пласт угля сложного строения (мощностью 3,5 м), состоящий из каменного угля и глинистых сланцев, отмечен только в 1,5 км к югу от ст. Половина (Половининское месторождение каменного угля). На остальной территории Трошковского месторождения развиты редкие пласты угля средней мощностью около 1,6 м.

В нижней части черемховской свиты значительно чаще, чем в верхней, в песчаниках встречаются прослой алевролитов и аргиллитов. Мощность пластов аргиллита колеблется от нескольких сантиметров до 1-2 м (Бельское месторождение).

Микроскопическое изучение показало, что в отличие от подугольных каолинистых глин аргиллиты имеют полиминеральный состав: полевой шпат и смесь различных глинистых минералов в основном каолинита, гидрослюды и монтмориллонита. В табл. 43 приведены данные по содержанию глинозема в аргиллитах черемховской свиты и глинах подугольной толщи. Из этой таблицы видно, что даже максимальные содержания глинозема в первых не превышают минимальные содержания глинозема в последних, что указывает на резкое различие состава этих пород.

Отложения присаянской свиты представлены песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники по составу почти не отличаются от песчаников черемховской свиты. В основании свиты встречаются

Таблица 43

Содержание (в %) глинозема в глинах подугольной толщи и аргиллитах черемховской свиты (Гымьльская впадина, Бельское месторождение. Анализы взяты из отчета П.В. Каляшников за 1961 г.)

Породы	Число анализов	Содержание $Al_2O_3$ (пределы колебаний)	Среднее содержание $Al_2O_3$
Аргиллиты черемховской свиты	15	11-22	17
Глины подугольной толщи	27	25-37	32



небольшие линзы конгломератов. Эта свита не содержит промышленных пластов каменного угля. Она встречается в виде отдельных пятен в центральных частях района и получает широкое развитие в Арансохойской впадине, где мощность свиты достигает 150 м.

Отложения юры в описываемом районе дислоцированы очень слабо, они лежат почти горизонтально и углы наклона пластов черемховской свиты обычно не превышают несколько градусов, редко 10–12°.

В центральной части района выделяется пологое валообразное поднятие, так называемая Булайская антиклиналь, протягивающаяся в северо-западном направлении от р. Белой через поселки Мишелевку, Нижний Булай и далее на северо-запад примерно до широты г. Черемхово. Общая протяженность ее около 40–50 км при ширине 10–12 км. В своде структуры выходят доломиты булайской свиты, имеющие слабоволнистое почти горизонтальное залегание. К западу и востоку они имеют очень пологое (менее одного градуса) падение и скрываются под уровнем реки.

К юго-западному крылу Булайской антиклинали приурочено Бельское и Узколуговое месторождения, а к северо-западному – Трошковское. Площади этих месторождений разделены областью размыва юрских отложений, соответствующей сводовой части антиклинальной структуры.

#### Бельское месторождение

Бельское месторождение расположено на левобережье р. Белой и охватывает два крупных участка распространения каолиновых глин – Каштакскую и Гымыльскую впадины (см. фиг. 45).

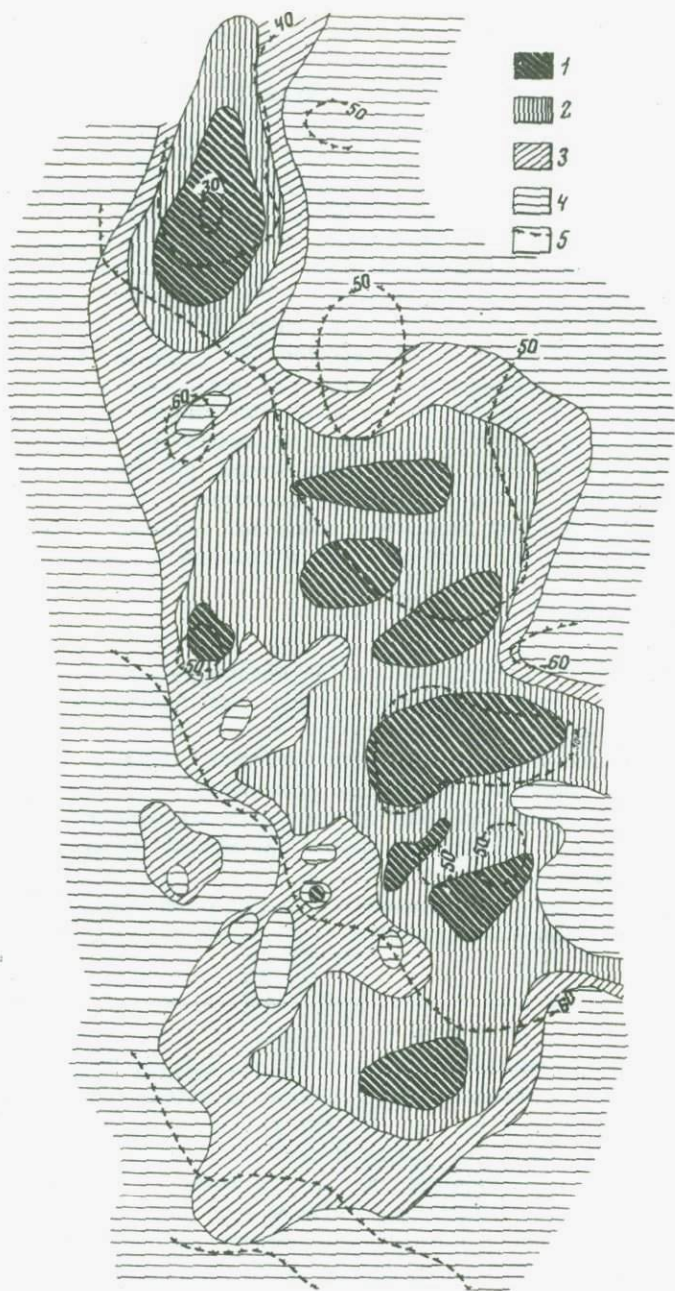
Разрез юрских отложений на Бельском месторождении в общих чертах сходен с аналогичным на Трошковском месторождении. Каолиновые глины большей частью залегают здесь под отложениями черемховской свиты, в низах которой обычны пласты длиннопламенных каменных углей гумусового типа.

Продуктивный горизонт представлен твердыми каолиновыми глинами – “аргиллитами”. Залежи каолиновых глин внешне представляют

---

Фиг. 45. Схема геологического строения района Бельского и Трошковского месторождений каолиновых глин (составлена по данным П.В. Калашникова и дополнена автором)

1 – четвертичные галечники, пески и суглинки; юрские отложения; 2 – присаянская свита, песчано-глинистые отложения; 3 – черемховская свита, песчано-глинистые отложения с пластами каменного угля; 4 – заларийская свита, каолиновые глины и кремнево-глинистая брекчия; 5 – карбонатные породы ангарской свиты кембрия и развитая по ним кора выветривания; 6 – доломиты булайской свиты нижнего кембрия; 7 – канава; 8 – шурф; 9 – скважина. Буквами обозначены месторождения каолиновых глин: Б – Бельское; Т – Трошковское, У – Узколуговое; П – Протасовский участок



Фиг. 46. Изолинии подошвы и изопакеты пласта каолиновых глин на Протасовском участке Гымыльского месторождения. Составлено автором по материалам Калашникова. Мощность пласта: 1 - более 10 м; 2 - 6-10 м; 3 - 2-6 м; 4 - менее 2 м; 5 - изолинии подошвы пласта, проведенные через 10 м

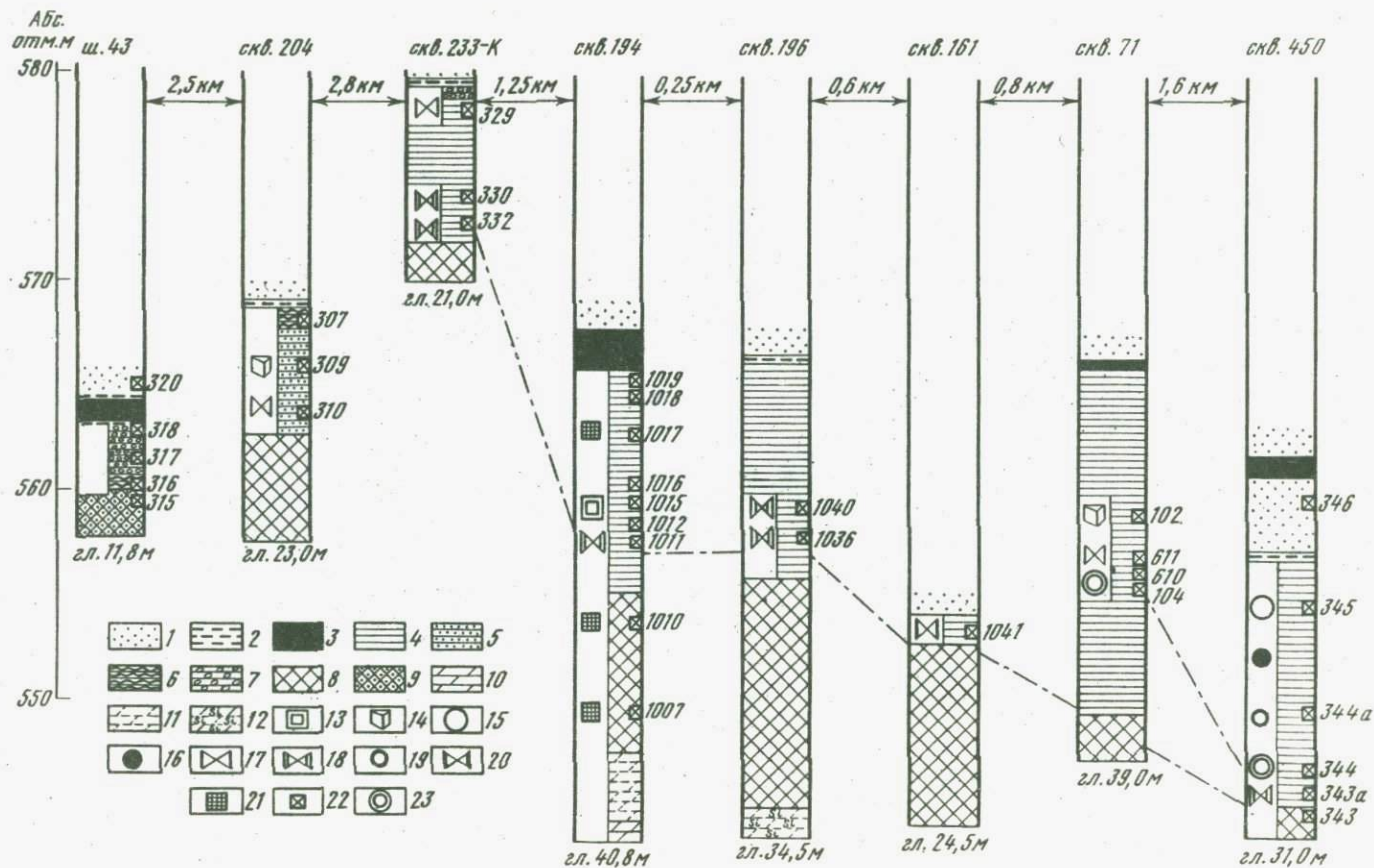
собой однородные монотонные толщи пород как по простиранию, так и по разрезу, и лишь изредка в самых верхних частях залежей отмечаются маломощные пласты углей и песчаников. Мощность залежей составляет в среднем несколько метров (3-4, 5-6), в редких случаях достигает 10 и даже 20 м. Наиболее крупные залежи занимают площади в несколько квадратных километров, например разведанная залежь на Протасовском участке.

В пределах отдельных залежей устанавливается, что максимальные мощности приурочены к мелким впадинам в дорудном рельефе. Это особенно хорошо видно на схеме (фиг.46) распределения мощностей и изолиний подошвы продуктивного пласта на Протасовском участке Бельского месторождения. Уклоны подошвы залежи здесь обычно составляют  $2-3^{\circ}$  и нигде не превышают  $5-6^{\circ}$ .

В шурфе 43 наблюдается следующий разрез снизу вверх (фиг.47):

1. Кремневая брекчия (обр.315), очень плотная, цемент песчано-глинистый, зерна кварца цемента часто покрыты регенерационными оболочками; поверхность брекчии ("плиты") слабо извилистая, мощность (видимая) 2 м.
2. Глина твердая неслоистая, однородной текстуры, с раковистым изломом, разбита трещинами преимущественно параллельно напластованию на блоки толстоплитчатой формы (обр.316), распадается на мелкие агрегаты в воде, мощность 1,0 м.
3. Глина твердая, неслоистая, однородной текстуры, светло-серого цвета, имеет округлые поры диаметром до 1-3 мм, разбита многочисленными трещинами, ориентированными беспорядочно и невыдержанными по простиранию на изометричные блоки размером от нескольких до 20 см. Остроугольной неправильной формы. Излом раковистый (обр.317), не размокает в воде, мощность 1,0 м.
4. Глина твердая, тонкослоистая, темно-буровато-серая с мелкими линзочками углистого вещества. Слоистость выражается в чередовании прослоек в различной степени обогащенных углистым веществом. Глина разбита трещинами на плитчатые блоки толщиной в несколько сантиметров (обр.318), некоторые тончайшие прожилки углистого вещества местами секут слоистость под острыми углами, не размокает в воде, мощность 0,3 м.
5. Глинисто-углистый сланец, твердый, почти черного цвета с линзочками каменного угля, с матовым блеском на раковистом изломе. Сланец разбит трещинами на тонкие (толщиной менее 1 см) плитки (обр.319), мощность сланца 0,3.
6. Каменный уголь, включающий прослой алевролитов мощностью около 10 см, мощность угля 1,5 м.
7. Глинисто-углистый сланец, мощность 0,3 м.
8. Песчаники кварцево-полевошпатовые, светло-бурые, цемент глинистый (обр.320), мощность 2,2 м.

Подугольные глины все по трещинам покрыты рыхлой пленкой окислов железа, а глины из третьего слоя вдоль трещин окрашены в бурый цвет на глубину до 3-4 мм. Количество охристых продуктов в трещинах



уменьшается с глубиной от пласта каменного угля, и их образование, очевидно, связано с окислением сульфидов железа, обычно содержащихся в угле.

Разрез, сходный с описанным, наблюдался нами также по скв. 233к (Протасовский участок). Здесь, на глубине 12 м, под прослоем сапропелевого угля (мощностью 10 см) залегают твердые темно-серые глины (мощностью около 0,5 м).

В скважине 450 (см. фиг. 47) на кремнево-глинистой брекчии залегают глины мощностью около 12 м. Среди глин можно выделить несколько разновидностей, различающихся по цвету, сменяющих одна другую сверху вниз по разрезу: 1) в интервале около 25–32 м – глины серого и темно-серого, почти черного цвета с большим количеством черных оолитов; 2) в интервале 32–35,5 м – глины светло-серые с зеленоватым оттенком или зеленовато-серые, местами бурого цвета с бурыми оолитами; 3) в интервале 35,5–35,7 м – глины серые зеленоватого оттенка с оолитами зеленовато-серого цвета, 4) в интервале 35,7–37,0 м – глины светло-бурые или желтовато-бурые с оолитами коричневатобурого цвета.

На глинах залегают маломощный прослой углисто-глинистых сланцев (около 0,25 м), выше сменяющийся алевролитами мощностью около 3 м. Алевролиты плотные, серого цвета, с прослоями песчаника мелкозернистого. Алевролиты и песчаники однородны по составу: они сложены в основном кварцем, биотитом, мусковитом и полевым шпатом. Цемент каолинистый, хлоритовый и гидрослюдистый.

На алевролитах залегают пласт каменного угля мощностью около 1 м, перекрывающийся 20-метровой толщей песчаников, в общем подобных по составу описанным алевролитам и песчаникам.

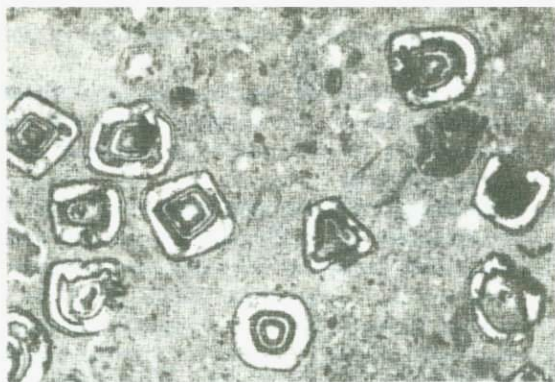
Каолинистые глины в данном разрезе и разрезах ряда других скважин (см. фиг. 47) представляют собой твердые массивные и реже – сланцеватые породы с характерной ориентированной микротекстурой. Обычно глины включают своеобразные каолинит-шамозитовые псевдоморфозы по сульфидам железа (фиг. 48, 49) в виде оолитов, сноповидных агрегатов, кубов и других образований (Чекин, 1972).

---

←

Фиг. 47. Сопоставление разрезов каолинистых глин по скважинам Бельского месторождения и характер распределения каолинит-шамозитовых агрегатов

1 – песчаники; 2 – углисто-глинистые сланцы; 3 – каменный уголь; каолинистые глины; 4 – пелитовые с ориентированной текстурой; 5 – песчаные; 6 – пелитовые с неориентированной текстурой; 7 – с микробобовой текстурой; 8 – кремнево-глинистая брекчия; 9 – кремнистая плита; 10 – доломиты, 11 – доломитовая мука; 12 – окремненные доломиты; каолинит-шамозитовые агрегаты: 13 – кубические, 14 – призматические, 15 – сферические малозональные, 16 – сферические многозональные, 17 – сноповидные малозональные, 18 – сноповидные многозональные; каолинит-гетитовые агрегаты: 19 – сноповидные многозональные; 20 – сферические; 21 – кубические кристаллы пирита; 22 – положение и номер образца; 23 пирит-мельниковитовые конкреции



Фиг. 48. Кубические псевдоморфозы шамозита и каолинита по пириту. Без анализатора. Увел. 30

Фиг. 49. Сноповидные каолинит-шамозитовые агрегаты; видны реликты пирита (черное). Без анализатора, увел. 150

#### Трошковское месторождение

Трошковское месторождение по площади охватывает участок, ограничивающийся с северо-востока линией размыва и с юго-запада линией железной дороги и протягивающийся почти от р.Белой на юге до Касьяновских шахт на севере. Наиболее мощные и практически важные залежи глин сконцентрированы в районе действующих карьеров близ ст.Половина,

Разрез на Трошковском месторождении, по наблюдениям Э.В. Вареник и других (1961 г.), состоит из трех горизонтов: 1) кремнево-глинистой брекчии мощностью 16–17 м; 2) огнеупорных глин мощностью 2–20 м; 3) песчаников, глин и углей мощностью до 45 м.

Изучение ряда разрезов по карьерам и скважинам на месторождении, проведенное нами в августе 1960 г., показало, что продуктивный горизонт огнеупорных глин повсеместно представлен толщей каолинитовых глин неоднородного строения.

Толща каолинитовых глин сложена преимущественно твердыми неразмочающимися в воде породами, в ней повсеместно содержится кремневая щебенка либо изолированно, либо в виде линзовидных прослоев до 1 м и более, особенно в основании. В нижней части толщи каолинитовые аргиллиты светло-серые и серые с голубоватым оттенком, иногда обожженные, в верхней части – темно- и буровато-серые вследствие примеси органического вещества.

В подошве залежей залегает комплекс образований, относимый нами к остаточными и перемещенным продуктам коры выветривания карбонатно-сульфатных пород ангарской свиты кембрия и представленный чередующимися пластами невыветрелых доломитов и кремнево-глинистой брекчии.

Породы кровли представлены монтмориллонитовыми и углистыми глинами, каменным углем и полевошпатово-кварцевыми полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Непосредственно на каолинитовых аргиллитах чаще всего залегают монтмориллонитовые "восковидные" глины, иногда песчаные глины и каменные угли и изредка – песчаники.

Ниже приведено описание частных разрезов по карьерам месторождения.

В северной части карьера "МПС" в стенке, высотой около 1 м и протяженностью 10 м, наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх).

1. Кремнево-глинистая брекчия, сложенная кремневой щебенкой размером от 0,5 до 5 см, сцементированной песчанистой слабо пластичной глиной, мощность брекчии (видимая) 0,1 м.
2. Каолинитовые глины твердые светло-зеленовато-серые, распадающиеся на мелкие остроугольные обломки. Текстура сланцеватая, ориентированная (обр.6б). Переход от слоя 1 постепенный, макроскопически выражается в уменьшении количества щебенки и песчаных зерен. мощность глин 0,1–0,2 м.
3. Кремнево-глинистая брекчия, состоящая из щебенки кремня (50–70%) размером 2–8 см, сцементированной слабо пластичной песчанистой глиной (обр.6в). Порода имеет светло-серую, темно-серую и бурую окраску. Контакт с нижними аргиллитами резкий, мощность брекчии 0,4 м.
4. Каолинитовые глины твердые с включениями кремневой щебенки, сконцентрированных в линзе, мощность глин 0,4 м.

Данный разрез является переходным между толщей кремнево-глинистой брекчии и вышележащим пластом глин Трошковского месторождения.

Здесь выделяются две основные разновидности пород – твердые каолиновые глины и кремнево-глинистая брекчия, сцементированная пластичной глиной.

Твердая каолиновая глина (обр.6б) имеет типично каолиновые порошкограмму и кривую нагревания.

Пластичная глина (обр.6в), служащая цементом брекчии, так же как и твердая глина, имеет в основном каолиновый состав, но текстура ее беспорядочная, а не ориентированная. Глина содержит многочисленные песчаные и алевритовые частицы кварца в виде тонкозернистых агрегатов или индивидуальных призматических кристаллов, переполненных пластинчатыми включениями слюды.

Юго-восточном борту карьера "МПС" в верхней его части прослеживается следующий разрез (снизу вверх).

1. Каолиновые глины темно-буровато-серые, слабо пластинчатые, мощность (видимая) 2,0 м.
2. Монтмориллонитовые ("восковидные") глины, пластичные (обр.222), окрашенные в фиолетовые, желтые и бурые цвета, состоящие из угловатых и округлых плотных комков ("восковидных тел"), сцементированных тонкодисперсной массой, мощность глин 1,0 м.
3. Глины песчанистые, серые, пластичные, текстура слоистая (местами плейчатая), выражающаяся в чередовании тонких прослоек толщиной несколько миллиметров, окрашенных с различной интенсивностью, мощность глин 1,0 м.
4. Суглинки бурые (четвертичные?), мощность 1,0 м.

В карьере "Сибфарфор" вскрыта толща каолиновых глин мощностью около 4–5 м, имеющая в общем двучленное строение. Нижняя часть толщи мощностью около 2–3 м представлена каолиновыми глинами светло-серого цвета, а верхняя часть толщи мощностью около 2 м представлена темно-серыми и буровато-серыми глинами. Переход между этими разновидностями постепенный и выражается в изменении окраски глин вверх по разрезу.

В нижней части залежи глины представлены плотными камнеподобными светло-серыми с голубоватым и зеленоватым оттенком породами, с раковистым изломом, с включениями редкой кремневой остроугольной щебенки. В глинах, особенно в основании толщи, наблюдаются мелкие толщиной 1–2 мм горизонтальные прослойки темно-бурого цвета, обогащенные окислами железа. Вниз и вверх от этих прослоек на расстоянии до 3 см глины окрашены в бурый цвет, интенсивность которого падает по мере удаления от железистого прослойка.

Глины разбиты многочисленными трещинами на блоки размером от 3×4 до 10×20 см, с поверхности покрыты бурой пленкой окислов железа либо светлой тонкой пленкой пластичной глины.

В твердых глинах повсеместно встречаются ооиды<sup>1</sup> размером от

---

<sup>1</sup> Ооидами в отличие от оолитов названы округлые скопления глинистого материала, отличающиеся от основной массы только по цвету или прозрачности.

0,5 до 2–3 мм, выделяющиеся благодаря своей более светлой окраске и восковидному блеску на фоне более темной и менее однородной основной массы. Ооиды иногда концентрируются в виде прослоек, мощностью несколько миллиметров, и в этом случае порода имеет скорлуповатый излом.

Изредка отмечаются прослойки толщиной 0,5–3 мм, сложенные, так же как и ооиды, более однородным материалом.

В основании залежи глины перекрывают и включают линзы кремнево-глинистой брекчии. Близ контакта с брекчией в глинах появляется заметная примесь песчаных зерен кварца, и они приобретают некоторую пластичность в природном виде, а глина, цементирующая кремневую щебенку, имеет еще большую пластичность.

Верхняя часть залежи представлена менее плотными и твердыми темно-буровато-серыми глинами, которые разбиты трещинами на блоки размером несколько сантиметров. Эти блоки с поверхности покрыты тонкой пленкой пластичной глины более светлой окраски, по-видимому, связанной с окислением органического вещества глин и их разрыхлением под воздействием просачивающихся поверхностных вод.

В глинах в верхней части южного борта карьера "Сибфарфор" хорошо видна слоистая текстура, выражающаяся в чередовании слоев мощностью от 0,5–3 мм до 5 см, различающихся между собой по цвету и по структуре: одни слои темно-серые с восковидным блеском, сложенные однородной глиной пелитовой структуры, другие – более темные с коричневатым оттенком, сложенные менее однородной глиной алевропелитовой структуры. Последняя разновидность является главной в этой части залежи, тогда как первая прослеживается изредка.

В глинах встречается мелкая остроугольная кремневая щебенка размером в несколько миллиметров, имеющая иногда слоистую текстуру, несогласную со слоистостью глин, причем слои глины облекают щебенку.

В карьере "Западный" вскрыта верхняя часть каолиновой толщи и перекрывающие ее "восковидные" глины и песчаники. В юго-восточной части карьера вскрыты каолиновые глины мощностью 3 м, обычно сменяющиеся вниз по разрезу и по простирацию кремнево-глинистой брекчией.

Каолиновые глины последовательно перекрываются пластами монтмориллонитовых глин и песчаников. Между всеми этими породами граница очень резкая, что хорошо видно в стенках этого участка карьера (фиг. 50). Песчаники в свою очередь покрыты маломощным пластом суглинков и глин.

Ниже приводится описание разреза, показанного на фиг. 50 (снизу вверх).

1. Глины каолиновые, светло-серые полупластичные, трещиноватые с брекчиевидной текстурой (обр. 260, 260/1) с неравномерно распределенными тонкими линзовидными прослоями бурых глин, верхние 3–5 мм слоя глин окрашены в светло-лиловый цвет (обр. 260/2), причем интенсивность окраски повышается к вышележащему прослою, мощность глин 0,8 м.
2. Глины пластичные, окрашены в лилово-бурый и бурый цвета (обр. 260/3), мощность 0,03 м.
3. Глины пластичные, светло-бежевого цвета с тонкими линзовидными прослоями углистой глины (обр. 260/4), мощность 0,03–0,07 м.



Фиг. 50. Стенка карьера "Западный". Виден слой сажистых глин (черный), разделяющий каолиновые глины (внизу) и монтмориллонитовые глины (вверху)

Фиг. 51. Микрофотография шлифа монтмориллонитовой ("восковидной" глины) с брекчиевидной текстурой. С анализатором, увел. 30

4. Глины пластичные, восковидные, зеленовато-бурые (обр. 260/5), мощность 0,25 м.
5. Галечник мелкий, песчанистый, мощность 0,03 м.
6. Песчаники средне- и крупнозернистые, рыхлые, с линзовидными прослоями галечника мощностью 2-3 см, мощность песчаников 1,0 м.

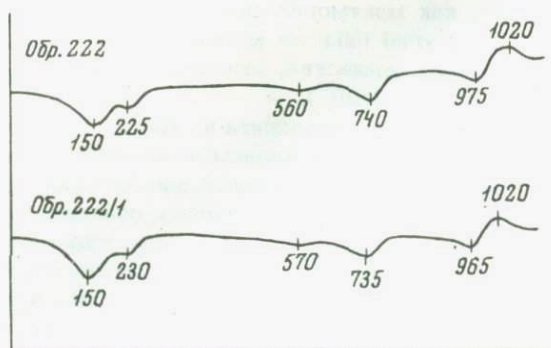
Каолинитовые глины слоя 1 местами, особенно в верхней части, обладают своеобразной брекчиевидной текстурой.

Пластичные глины, слагающие прослои 2, 3 и 4, представляют собой восковидные монтмориллонитовые глины, прослеживающиеся почти повсеместно в карьерах и скважинах на месторождении. Лиловая и бурая окраска глин обусловлена примесью окислов железа, а также органического вещества, и эти глины иногда фациально замещаются углистыми или сажистыми глинами и ассоциируют с ними.

Монтмориллонитовые глины обычно сложены восковидными телами угловатой формы размером от нескольких миллиметров до 2-3 см, сцементированных менее плотным дисперсным материалом. Глина пластичная, рыхлая, почти не набухает в воде. Как показало микроскопическое изучение этих глин в шлифах, восковидные образования представляют собой не что иное, как обломки глинистой породы, сцементированные глинистой массой того же состава, но менее однородной по структуре (фиг. 51). Обломки часто обладают ориентированной текстурой, не согласной со слоистостью.

Термический анализ обломков и фракции цементирующей массы  $< 0,001\text{мм}$  показал (фиг. 52), что они состоят в общем из одного и того же минерала типа монтмориллонита, среди минералов-примесей в шлифах были отмечены кварц (до 20%), биотит, полевой шпат, гидрослюда, каолинит. Температура спекания глин составляет около  $1100^{\circ}\text{C}$ , а температура плавления -  $1260-1580^{\circ}\text{C}$ .

Приведенные данные указывают на существенно монтмориллонитовый состав восковидных глин Трошковского месторождения. Характерная обломочная текстура глин, которую можно назвать брекчиевидной, по-видимому, указывает на деформацию глинистого осадка после его частичного уплотнения.



Фиг. 52. Дифференциальные кривые нагревания монтмориллонитовой глины

Кроме месторождений каолиновых глин был изучен ряд залежей глин, ассоциирующихся с нижними пластами каменного угля в пределах Черемховского месторождения. Здесь пласты каменного угля обычно залегают несосредственно на кремнево-глинистой или кремнистой брекчии. Лишь маломощные (от 1 до 2 м) пласты каолиновых глин отмечены в шахте 10/16 и на Восточном разрезе. Обычно наблюдается та же последовательность в смене пород, как и на описанных выше месторождениях: внизу — кремневая брекчия, выше — каолиновые глины, перекрывающиеся сложными пластами каменного угля, содержащим тонкие прослой глины.

Приведем описание разреза, показанного на фиг. 53 (снизу вверх).

1. Кремнево-глинистая брекчия, очень прочная (обр. 435, 442), мощность 0,1–0,6 м.
2. Каолиновые аргиллиты серого цвета, твердые, вверх к углю становятся темно-серыми и черными из-за примеси углистого вещества и приобретают пластичность, содержат много алевролитовой примеси кварца (обр. 433, 434, 438), мощность 0,5 м.
3. Каменный уголь, мощность 0,1 м.
4. Каолинолит, светло-серый (обр. 436) и темно-серый (обр. 441), содержащий макрокристаллы каолинита (белого и черного цвета), цементированные тонкодисперсной массой, мощность 0,03 м.
5. Каменный уголь, мощность 1,0 м.
6. Монтмориллонитовая глина темно-серая, слоистая, с тонкими обугленными растительными остатками и кубиками пирита (обр. 437), мощность глин 0,1 м.
7. Каменный уголь, мощность 1,0 м.

Выше залегают песчаники черемховской свиты.

Монтмориллонитовая глина из слоя 6 представляет собой обычную породу "междупластия" на Черемховском месторождении каменного угля. В шлифах видно, что она состоит из слабодвуупреломляющей однородной и криптозернистой основной массы, в которую погружены кубические и неправильные образования пирита и редкие скопления карбонатов. Данные термического анализа (фиг. 54) характеризуют эту глину в основном как монтмориллонитовую (эндотермические пики при 110, 190, 750°). Другие пики на кривой могут быть обусловлены выгоранием органического вещества, окислением пирита (480 и 600°C) и диссоциацией карбоната (820°).

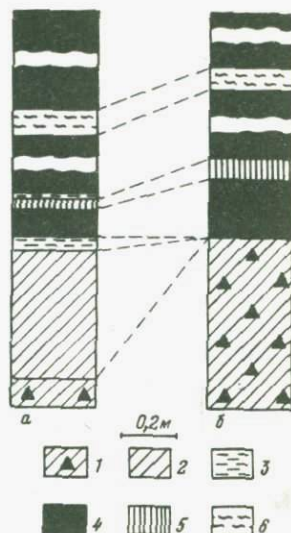
В кристаллах каолинита из каолинолитов или тонштейнов были обнаружены разнообразные ископаемые микроорганизмы (Чекин, 1967), что свидетельствует об интенсивной микробиологической деятельности в бассейнах накопления каолиновых осадков.

Многочисленные залежи каолиновых глин вскрыты также скважинами под юрскими угленосными отложениями во многих районах Иркутского бассейна. Судя по описаниям глин, приводимым в геологических отчетах, по условиям залегания и составу они близки к глинам Трош-

Фиг. 53. Схема залегания прослоев глин в шахте 10/16 Черемховского месторождения

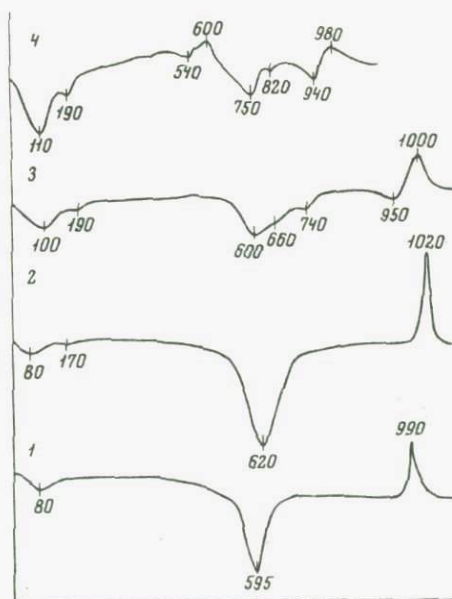
а - штрек 9, б - штрек 11 (июль 1961 г.)

1 - кремнево-глинистая брекчия; 2 - подугольные каолиновые глины; 3 - углисто-глинистые сланцы; 4 - каменный уголь (мощность плачки около 2 м); 5 - тонштейны; 6 - монтмориллонитовые глины



Фиг. 54. Дифференциальные кривые нагревания глин, ассоциирующихся с пластами каменного угля на Черемховском месторождении

1 - подугольная каолиновая глина; 2-3 - тонштейны; 4 - межугольная монтмориллонитовая глина с пиритом



ковского и Бельского месторождений. Так, в районе Каменского месторождения третичных огнеупорных глин, в основании юрских отложений на верхнекембрийских терригенно-карбонатных породах залегают кремнево-глинистая брекчия мощностью до 12 м и каолиновые глины мощностью до 7-15 м. Эти глины имеют серую, зеленовато-серую и

светло-коричневую окраску и состоят из тонкодисперсной основной массы (65–70%), обломков кремней (20–25%), зерен кварца (8–10%). Однако как по масштабам, так и по качеству известные проявления каолиновых глин значительно уступают глинам Трошковского и Бельского месторождений.

### Минералы каолиновых глин

В составе каолиновых глин установлены следующие глинистые минералы: каолинит, галлуазит, шамозит, монтмориллонит и гидрослюды; среди неглинистых минералов в виде примесей присутствуют: кварц, полевые шпаты, пирит, мельниковит, гидроокислы железа (гетит), органическое вещество и различные акцессорные минералы. Наиболее детально были изучены каолинит – главный компонент глин, и шамозит, впервые установленный автором (Чекин, 1965) в глинах Бельского месторождения, в которых он является существенным компонентом.

#### Каолинит

Каолинит является существенной составной частью глин. Размер кристаллов и частиц каолинита колеблется от 2–3 мм до 1 мк и менее. По размеру можно выделить макрокристаллы каолинита (от 2–3 мм до 0,1 м), форма которых легко различается в шлифах, микрокристаллический каолинит в виде агрегатов частиц размером 0,1–0,001 мм и резко преобладающий в породах криптокристаллический каолинит с размером частиц менее 0,001 мм.

Для определения количественных соотношений этих компонентов два представительных образца глин из нижней и верхней части залежи Трошковского месторождения были подвергнуты гранулометрическому анализу.

Образцы дезагрегировались только путем размачивания в воде без какого-либо растирания. Гранулярный состав образца из нижней части залежи (№1) следующий (по фракциям, в %): <0,001 мм – 16,7; 0,001 – 0,01 мм – 10,6; 0,01 – 0,1 мм – 12,4; 0,1 – 0,2 мм – 4,9; 0,2 – 0,5 мм – 13,4; 0,5 – 1,0 мм – 7,6; 1,0 – 3,0 мм – 31,0; >3,0 м – 3,4.

Гранулярный и минеральный состав образца из верхней части залежи приведен в табл. 44. Микроскопическое изучение показало, что все фракции представлены агрегатами тонкодисперсного глинистого минерала, который встречается и в более мелких фракциях. Содержание агрегатов глинистого минерала во фракциях достигает 80%, остаток приходится в основном на микроскопические кристаллы каолинита. Следует отметить, что неоднократное подсушивание и замачивание в воде агрегатов приводит к значительному увеличению количества тонкой фракции.

Характер распределения агрегатов по фракциям указывает на большую цементацию глинистых частиц в каолиновых аргиллитах из нижней части пласта, чем из верхней.

Основная криптозернистая масса занимает от 100 до 60% объема породы, сложена микроскопически неразличимыми чешуйками каолинита и

имеет в общем ориентированную текстуру, которая нарушается вблизи различных включений (оолиты, кварц и др.). Средний показатель преломления основной массы 1,548-1,552 в светло-серых глинах из нижней части залежи и 1,540-1,546 в темно-серых глинах из верхней части залежи.

На электронно-микроскопических снимках этой основной массы, полученных методами реплик, видны неопределенные структуры коллоидного облика и изредка пакеты каолинита, а отдельные частицы в суспензии обладают неправильной формой, которая, возможно, возникла при дезагрегировании образцов. Частицы неправильной формы в суспензии наблюдаются повсеместно в основной массе образцов независимо от их положения в разрезе.

Таблица 44

Гранулярный и минеральный состав каолинитовой глины из карьера "Сибфарфор" Трошковского месторождения (обр. 4)

Гранулярный состав		Минеральный состав					
Фракция, мм	содержание, %	каолинит		изотропные оолиты галлузиата	кварц	полевой шпат	циркон
		кристаллы	криптозернистый				
<0,001	18,0	100(18,0)					
0,001-0,01	15,0	50(7,5)	50(7,5)				
0,01-0,1	19,0	25(4,8)	65(12,2)		5(1,0)	5(1,0)	Зн
0,1-0,2	9,0	4(4,9)	54(4,9)	25(2,3)	10(0,9)	6(0,5)	"
0,2-0,5	27,0	1(0,3)	72(19,4)	24(6,5)	2(0,7)	0,3(0,1)	"
0,5-1,0	9,0		85(7,6)	14(1,3)	1(0,1)		-
1,0-2,0	2,5		85(2,1)	10(0,3)	4(0,1)		-
> 2,0	0,5				100(0,5)		-
Всего	100,0	20,0	48,0	25,0	5,3	1,6	Зн
		93,0					

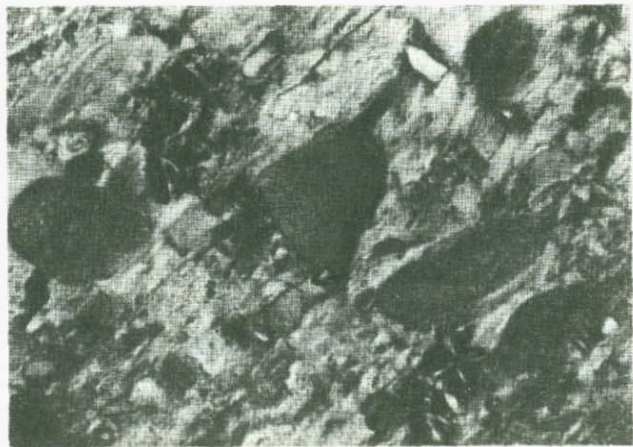
Примечание. В графе "Минеральный состав" содержание дается в вес. % от веса данной фракции, в скобках - вес. % от общего веса исходной породы.

Основная масса зеленовато-серых глин из нижней части толши иногда включает многочисленные точечные включения, концентрирующиеся в виде неправильных пятен, но вытянутых согласно сланцеватости. Эти точечные включения имеют более высокий показатель преломления, чем основная масса, и они придают ей в шлифах грязно-желто-зеленоватую окраску, а в образце - зеленовато-серую. После прокаливании глины на воздухе до  $700^{\circ}$  зеленоватая окраска сменяется бледно-розовой. Это заставляет предполагать, что точечные минеральные включения содержат железо в закисной форме, которое при прокаливании подвергается окислению. Можно предположить, что минерал, содержащий двухвалентное железо, здесь представлен шамозитом.

Изотропные ооиды (фиг. 55) имеют шарообразную, эллипсоидальную или лепешковидную, реже угловатую форму. Размеры ооидов от 0,01 до 2 мм, но иногда достигают 3 и 5 мм в диаметре. Длинные оси эллипсоидальных и лепешковидных ооидов обычно расположены параллельно слоистости породы. Распределение этих образований в глине неравномерное, но часто наблюдается послойное обогащение ими в отдельных участках. Иногда наблюдаются частично разрушенные или "выкрошенные" ооиды. Под биноклем ооиды выделяются в виде плотных фарфоровых округлых тел темно-серого и белого цветов. Средний показатель преломления колеблется в пределах от 1,532 до 1,542.

На всех приведенных рентгенограммах и дифрактограммах присутствуют линии, характерные для минералов каолиновой группы, но количество и интенсивность этих линий варьируют от одного образца к другому (табл. 45).

Линии при  $14,6 \text{ \AA}$  в колонке 2 и при  $16,15 \text{ \AA}$  в колонке 4 (табл. 45) указывают на примесь минерала монтмориллонитовой группы (в последней значительно больше). На двух других рентгенограммах (колонки



Фиг. 55. Ооиды (изотропные) каолинит-галлуазитового состава. Увел. 35

Таблица 45

Порошкограммы каолиновых глин карьера "Сибфарфор"  
Трошковского месторождения

Номер линии	Нижняя часть пласта				Верхняя часть пласта					
	1		2		3		4		5	
	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
1	-	10	14,68	2	-	-	16,15	8	9,85	2
2	7,12	10	7,09	10	7,12	10	7,06	10	7,13	10
3	4,41	9	4,44	8	4,40	10	4,35	10ш	4,40	10ш
4	4,32	6	-	-	-	-	-	-	-	-
5	4,13	6	4,12	4	4,15	7	4,13	5	-	-
6	3,38	5	-	-	-	-	-	-	-	-
7	3,55	10	3,55	10	3,55	10	3,55	10	3,56	7
8	3,33	4	3,33	3эк	3,31	2	3,33кв	4	3,35	2
9	3,12	1	-	-	3,08	1	-	-	-	-
10	3,09	1	2,82	2	-	-	2,82	1	-	-
11	2,74	1	2,74	2	-	-	2,736	1	-	-
12	2,56	7	2,56	6	2,55	7	2,556	5	2,55	4
13	2,52	2	2,52	2	-	-	-	-	-	-
14	2,48	6	2,485	4	2,480	4	2,482	4	2,47	3
15	2,37	2	2,378	1	2,372	1	-	-	-	-
16	2,333	10	2,335	7	2,326	4	2,332	5	2,33	5
17	2,279	5	2,285	3	2,272	2	2,285	3	2,27	2
18	2,180	2	2,183	1	2,173	1	-	-	-	-
19	2,126	1	-	-	-	-	-	-	-	-
20	1,988	5	1,984	3	1,985	2	1,984	2	1,985	2
21	1,933	2	-	-	-	-	-	-	-	-
22	1,889	1	-	-	-	-	-	-	-	-
23	1,833	2	1,835	1	1,833	3	-	-	1,835	1
24	-	-	1,805	1	-	-	-	-	-	-
25	1,781	1	-	-	1,781	2	-	-	-	-
26	-	-	1,704	1	-	-	-	-	-	-
27	1,660	3	1,643	2	1,657	3	-	-	1,66	-
28	1,611	2	1,617	2	1,609	2	1,636	2ш	1,61	2
29	1,581	1	-	-	-	-	-	-	-	-
30	1,538	3	1,540	2кв	1,532	1	-	-	1,535	1
31	1,484	7	1,487	8	1,482	7	1,482	7	1,482	7

1 - глины светло-серая, твердая, фракция < 0,001 мм, обр. 1-в, аналогичную порошкограмму имеет обр. 3-а, отобранный в основании карьера; 2 - глина голубовато-серая, твердая, обр. 1/36, насыщен глицерином; 3 - глина темно-серая, обр. 4, фракция < 0,001 мм, аналогичную порошкограмму имеет обр. 5/1; 4 - глина буровато-серая, обр. 1/42, насыщен глицерином; 5 - изотропные ооиды, об. 4/9.

3 и 4, табл.45) видно небольшое число каолининовых линий, и эти образцы более близки к "файрклею" или неупорядоченному каолиниту. Здесь вместо группы линий от (020) ( $d = 4,45 \text{ \AA}$ ) до (002) ( $d = 3,56 \text{ \AA}$ ) появляется интенсивная линия около  $4,40 \text{ \AA}$ . Интенсивная линия при  $4,15 \text{ \AA}$  в колонке 3 (табл.45) указывает, вероятно, на несколько лучшую упорядоченность этого минерала, чем представленного в колонке 4.

Сравнивая рентгенограммы (см.табл.45) образцов, отобранных примерно из одного участка Трошковского месторождения (карьеры "Сибфарфор" и "МПС"), видим, что образцы из нижних частей глинистой толщи представлены более упорядоченным каолинитом, чем образцы из верхней части, причем последние содержат значительную примесь монтмориллонита. Эти данные подтверждают более ранние исследования серии образцов глин из северного участка Трошковского месторождения, проведенные В.А.Дрицем и А.А.Кашаевым (1960). Этими исследователями на основании данных только рентгеноструктурного анализа фракций  $0,001 \text{ мм}$  глин было установлено, что нижние части продуктивного горизонта сложены более упорядоченным каолинитом, чем верхние.

В табл. 46, 47 приведен химический состав глин и их фракций менее  $0,001 \text{ мм}$ . Глины из нижней и верхней части залежи на Трошковском месторождении сходны в общих чертах, но различаются в деталях (табл.46,47). Так, для нижних глин по сравнению с верхними характерно большее содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , меньшее содержание  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Sor}_T$ . Увеличение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  сверху вниз по разрезу от темно-серых к светло-серым аргиллитам можно видеть также на многочисленных секционных анализах по скважинам Трошковского месторождения (Вареник и др., 1961 г.). Это закономерное изменение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  обусловлено так или иначе изменением содержания каолинита  $\text{Al}_2\text{O}_3$  его больше в нижних глинах, чем в верхних.

Определение состава поглощенных катионов (табл.48) показало, что описываемые глины имеют большую емкость катионного обмена, превышающую те значения, которые обычно приводятся в литературе для каолинита ( $3-15 \text{ м-экв}/100 \text{ г}$ ). Как известно, увеличение емкости катионного обмена можно ожидать при уменьшении размеров частиц каолинита и при уменьшении степени его окристаллизованности (Грим, 1959), а также при наличии примеси минерала с высокой емкостью катионного обмена (монтмориллонита и др.).

Кривые нагревания каолининовых глин (фиг.56) характеризуются наличием в основном трех эндотермических пиков и одного экзотермического. Первая эндотермическая реакция отмечается в интервале температур  $40-200^\circ\text{C}$  (максимум при  $100-125^\circ\text{C}$ ). Широкий слабоинтенсивный пик при этих температурах свидетельствует о потере адсорбционной воды.

Для большинства изученных образцов наблюдается очень слабая эндотермическая реакция в пределах температур от  $180$  до  $250^\circ\text{C}$  с максимумом при  $200-220^\circ\text{C}$ . На одних кривых нагревания оба пика выражены довольно отчетливо (обр. 4, 5/1, 1142), на других - едва заметно (обр. 1-в, 1136). Гед и Баррет (Gad, Barret, 1949) при изучении каолининового минерала типа файрклей из египетских огнеупорных глин установили наличие двух низкотемпературных потерь в весе при  $150$  и  $250^\circ\text{C}$ . Эти исследователи считают, что первая эндотермическая реак-

Таблица 46

Перечень анализированных образцов каолиновых глин, отобранных из карьера "Сибфарфор" Трошковского месторождения

Номер образца	Описание анализированного материала	Условия залега-ния	Примечание
1-в	Светло-серый, твердый с раковистым изломом	Из нижней час-ти пласта	
1-в/1	То же, фракция 0,001 мм		
3-а	Светло-серый, с зеленова-тым оттенком	Из основания пласта	Порошкограм-ма аналогич-на обр. 1-в
4	Темно-серый, полупластич-ный, с неоднородной струк-турой	Из верхней час-ти пласта	
4/2	То же, фракция 0,01-0,001 мм	То же	
4/9	Изотропные ооиды из обр.4.	"	
5/1	Темно-серый, фарфоровидный тонкодисперсный, однородный	"	Порошкограм-ма аналогич-на обр. 4/2
6-в	Светло-серый, с зеленоватым оттенком, твердый	Из прослоя в брекчии в основании пласта (ка-рьер "МПС")	Порошкограм-ма аналогич-на обр. 1-в
1/36	Светло-голубовато-серый с массивной, однородной тексту-рой, с раковистым изломом	Из нижней части пласта	
1/42	Темно-серый, массивный од-нородный, с землистым изло-мом	Из верхней части пласта	

ция обусловлена потерей поверхностно-адсорбированной воды, а вторая - потерей межслоевой воды. По данным Грима (1959), в плохо кристаллизованном каолините между слоями находится небольшое количество воды. Однако аналогичная потеря в весе при 200-250°C обычно отмечается для монтмориллонитовых глин, насыщенных обменными ионами кальция и (или) магния (Грим, 1959; Mackenzie, Bishui, 1958). Содержание поглощенных катионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  в глинах Трошковского месторождения резко преобладает над остальными (см. табл. 48).

Таблица 47

Химический состав каолинистых глин, отобранных из карьера "Сибфарфор" Трошковского месторождения

Компо- ненты	Обр. 1-в *		Обр. 1/36	Обр. 1/42	Обр. 4			
	в целом	фракция <0,001 мм	в целом	в целом	в целом	фракция 0,01- 0,001 мм	фракция <0,001 мм	изотроп- ные ооиды
SiO <sub>2</sub>	44,82	44,65	46,45	46,41	48,50	47,70	46,52	45,79
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,65	0,10	0,34	0,38	0,30	0,68	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,99	36,96	35,20	35,33	31,65	34,03	32,16	32,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,68	0,51	0,34	0,57	1,22	0,22	1,71
FeO	Нет	Нет	0,27	0,37	0,45	Следы	1,52	0,25
MgO	0,55	0,50	0,98	0,60	0,79	0,35	0,80	0,88
CaO	0,66	0,71	0,29	0,41	0,82	0,49	1,40	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,08	0,08	0,53	0,19	0,04	0,17
K <sub>2</sub> O	0,12	0,15	0,27	0,22	0,40		0,22	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,86	12,49	14,53	12,45	10,67	11,49	11,36	10,45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,82	2,77	1,38	3,80	5,16	4,60	4,82	6,82
CO <sub>2</sub>	0,16	0,19	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,25	99,81	100,06	100,35	99,92	100,37	99,74	99,72
C <sub>орг</sub>	-	-	0,10	0,64	-	-	-	-

\* Аналитик М. Г. Замуруева.

Описание образцов см. в табл. 46.

Таблица 48

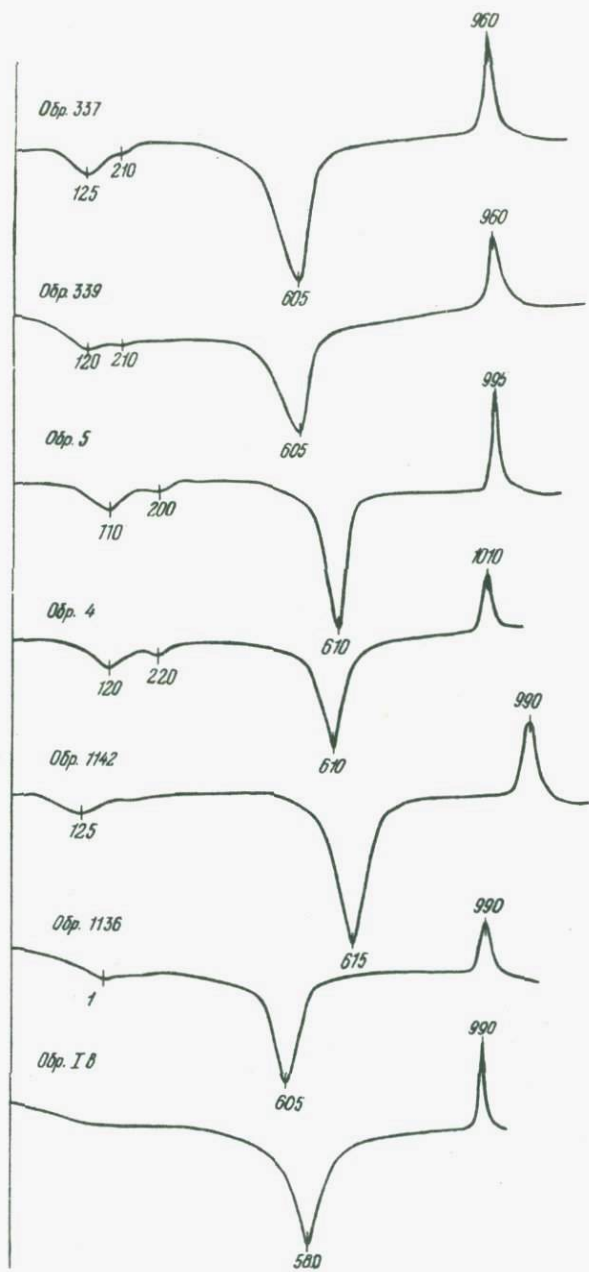
Состав поглощенных катионов (в м-экв/100 г) воздушно-сухой навески каолинистых глин Трошковского месторождения)

Катионы	Обр. 4	Обр. 1-в	Обр. 6-в
K <sup>+</sup>	0,13	0,10	0,09
Na <sup>+</sup>	0,04	0,13	0,03
Ca <sup>2+</sup>	19,42	10,44	12,85
Mg <sup>2+</sup>	11,58	8,60	6,67
Сумма	31,17	19,27	19,64

Анализ выполнен в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР Н.А. Окниной. Описание образцов см. в табл. 46.

Третья, наиболее сильная эндотермическая реакция отмечается в интервале температур 350-670<sup>0</sup>С с максимумом при 580-615<sup>0</sup>С.

Согласно данным Бриндли и Накахира (1959), этот пик обусловлен потерей конституционной воды и образованием метакаолина.



Фиг. 56. Дифференциальные кривые нагревания каолиновых глин Трошковского и Бельского месторождений

Для всех приведенных кривых нагревания характерен экзотермический пик в интервале от 990 до 1010<sup>o</sup>C (обычно при 970–1030<sup>o</sup>C с максимумом при 942–1000<sup>o</sup>C). Считалось, что этот пик обусловлен образованием новой фазы – алюмокремневой шпинели, появление которой отмечается уже при температуре выше 925<sup>o</sup>C и которая исчезает при 1075<sup>o</sup>C (Бриндли, Накахира, 1959). Однако, согласно другим данным (Tzuzuki, 1961), эта экзотермическая реакция обусловлена кристаллизацией глинозема или – глинозема и муллита из метакаолиновой фазы.

Кроме того, данные дифференциального термического анализа показывают, что на кривых почти мономинеральных каолиновых глин форма, размеры и температуры основных пиков несколько различаются для разных образцов (см.фиг.56).

По данным Такахашии (Takahashi, 1959), экзоэффект каолинита при 930–1000<sup>o</sup>C по мере растирания минерала снижается до 950<sup>o</sup>C, но размеры, площадь и высота пика почти не изменяются, тогда как в то же время эндоэффект каолинита при 500–600<sup>o</sup>C постепенно уменьшается и полностью исчезает после 168-часового растирания. Следовательно, размер каолиновых частиц не оказывает влияния на интенсивность (высоту) экзотермического пика.

Кроме того, Цузуки (Tzuzuki, 1961) показал, что в случае разнородного материала температура реакции различных частиц различна и различна даже в пределах одной частицы и что форма дифференциальной кривой нагревания зависит от распределения кинетических свойств в этом гетерогенном материале. Иначе говоря, если материал однороден, то экзотермический пик будет резким и интенсивным и, наоборот, этот пик будет тем менее резким и интенсивным, чем более неоднороден анализируемый материал. Неоднородность здесь подразумевается в пределах самих минералов каолиновой группы.

Действительно в образцах, сложенных частичками хорошо упорядоченного каолинита, реакции образования глинозема и муллита будут иметь место в более узком температурном интервале, чем в образцах, сложенных частичками каолинита плохо окристаллизованного, в которых степень окристаллизованности минерала сильно варьирует от одной частички к другой и даже в пределах отдельной частички.

Значительно меньшие вариации наблюдаются в интенсивности эндотермических пиков около 600<sup>o</sup>C, на форму которых большее влияние оказывает размер частиц минерала (Takahashi, 1959), чем степень его кристалличности. Если принять во внимание, что большая часть изученных образцов сложена примерно однородными по величине частицами, то, сравнивая отношения высот экзотермического и эндотермического (при 600<sup>o</sup>C) пиков на кривых нагревания, можно будет оценить степень однородности (кристалличности) анализируемого материала.

Это отношение высот экзотермического и эндотермического пиков колеблется для изученных образцов от 0,3 до 0,96, причем для хорошо упорядоченных каолинов это отношение имеет большие значения, чем для менее упорядоченных.

Таким образом, данные комплексного изучения глин продуктивной толщ указывают на их существенно каолиновый состав, причем степень упорядоченности каолинита сильно варьирует.

Шамозит, впервые выявленный автором, широко распространен в виде тонкокристаллической примеси к каолиниту основной массы или разнообразных каолинит-шамозитовых агрегатов (Чекин, 1965), представляющих собой псевдоморфозы по конкрециям и кристаллам сульфидов железа (Чекин, 1972). На присутствие следов шамозита в глинах указывает зеленая или голубовато-зеленая окраска, а в случае больших количеств — темно-серая, почти черная окраска каолинитовых глин. Все количество закисного железа, определяемое химическим анализом, обусловлено присутствием шамозита.

Каолинит-шамозитовые псевдоморфозы имеют размеры от сотых долей до 1,5–3 мм и содержатся в количестве от одного до нескольких десятков на 1 см<sup>2</sup> площади шлифа.

Морфологически различаются кубические, призматические, сферические и сноповидные агрегаты. Распределение агрегатов различных типов по разрезам скважин показано на фиг. 47.

Агрегаты состоят в основном из каолинита и шамозита, относительные количества которых сильно варьируют для разных образцов вплоть до появления мономинеральных шамозитовых или каолинитовых разновидностей. В некоторых агрегатах (особенно кубической формы) в изобилии присутствует реликтовый пирит. Кроме того, в виде примесей отмечены почти все минералы вмещающей глины, а также ее агрегаты.

Несмотря на большое разнообразие морфологии и внутреннего строения, изученные агрегаты имеют один и тот же каолинит-шамозитовый состав. Причем во многих агрегатах, особенно малозональных, присутствуют реликты пирита.

Форма кубических агрегатов, их внутреннее строение, зональное строение реликтов пирита и характер взаимоотношения этого минерала с каолинитом и шамозитом прямо указывают на то, что данные агрегаты представляют собой псевдоморфозы по кристаллам пирита. Следует отметить, что неизменные кубические кристаллы пирита также встречаются ниже и выше замещенных кристаллов по разрезу, что указывает на диагенетическое происхождение псевдоморфоз.

Сноповидные агрегаты также содержат включения и ядра пирита неправильной или удлиненной формы. Кроме того, многие мелкие конкреции имеют форму трех-, четырех- и шестигранников и включают также неправильные зерна пирита. Эти агрегаты морфологически сходны с расщепленными кристаллами, широко описанными в литературе (Григорьев, 1961). Судя по наличию реликтов пирита в конкрециях, можно предположить, что эти конкреции первоначально состояли из пирита или из каких-либо других менее устойчивых сульфидов железа (возможно, марказита). Известно ("Минералы", т. II, вып. 3, 1967), что пирит может встречаться в виде кристаллов псевдотетрагонального, псевдотригонального и псевдоромбического облика.

Только в одном образце были встречены незамещенные конкреции сульфидов, которые по морфологии и внутреннему строению весьма сходны со сферическими каолинит-шамозитовыми агрегатами. В одних конкрециях наблюдается чередование концентратов пирита и мельниковита

или пирита, обогащенного в различной степени мельниковитом; в других конкрециях наблюдаются сферические пирит-мельниковитовые образования или глобулы размером 0,05–0,1 мм. Считают, что такие пиритовые сферы образуются в раннем диагенезе при участии сульфатредуцирующих бактерий (Дегенс, 1967).

Таким образом, для всех морфологических разновидностей каолинит-шамозитовых образований можно предположить единый генезис, а именно, псевдоморфное замещение шамозитом и каолинитом первично образованных кубических и призматических кристаллов, расщепленных кристаллов и сферолитовых агрегатов сульфидов железа. Такие факты, как совместное присутствие почти незамещенных кристаллов пирита и полных псевдоморфоз по ним каолинита и шамозита, чередование в одном разрезе псевдоморфоз и незамещенных конкреций сульфидов железа, указывают на то, что псевдоморфизация происходила в стадию диагенеза осадка или раннего катагенеза, по классификации Н.В.Логвиненко (1968).

### Прочие минералы

Содержание кварца (исключая кремневую шебенку) колеблется в пределах от десятых долей до нескольких процентов, составляя в среднем 1–3%. Кварц присутствует в виде нескольких морфологических разновидностей: 1) неправильных остроугольных прозрачных зерен; 2) округлых и угловатых полупрозрачных зерен; 3) дипирамидальных кристаллов (фиг. 57); 4) призматических кристаллов. Остроугольные зерна кварца преобладают среди остальных разновидностей, слабо или почти не окатаны. Полупрозрачные окатанные зерна очень редки. Они сложены кварцем микрогранобластовой структуры с тонкими включениями белой и зеленоватой слюды и бурых окислов железа. Размеры этих зерен кварца колеблются в пределах от 2 до 0,001 мм и менее.

В правильно ограненных кристаллах кварца также повсеместно в шлифах наблюдаются тонкие включения чешуек слюды, расположенных или беспорядочно, или концентрически.

Призматические кристаллы кварца встречаются редко; их размер достигает 1 мм в длину.

Полевые шпаты являются обычным компонентом каолинитовых глин, где их содержание колеблется в пределах от десятых долей до нескольких процентов, составляя в среднем 2% для трошковских глин (подсчет производился под бинокляром и микроскопом). Зерна полевого шпата почти всегда остроугольные и угловатые, пластинчатые и таблитчатые, прозрачные, очень свежие. Размер зерен 0,5–0,01 мм и менее. Полевой шпат обычно несдвойникован, только изредка встречаются простые двойники и весьма редкие полисинтетические. Показатели преломления полевого шпата следующие:  $n_g = 1,525-1,528$ ;  $n_p = 1,520-1,523$ ; дву-преломление равно 0,005. Угол  $2V$ , измеренный на столике Федорова для 15 зерен (шлифы 1e, 1/60, 225), колеблется от 15 до 34°. Приведенные оптические данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что большая часть зерен полевого шпата представлена калиевой разновидностью, возможно санидином.

Среди каолиновых глин на месторождениях можно выделить три главные разновидности:

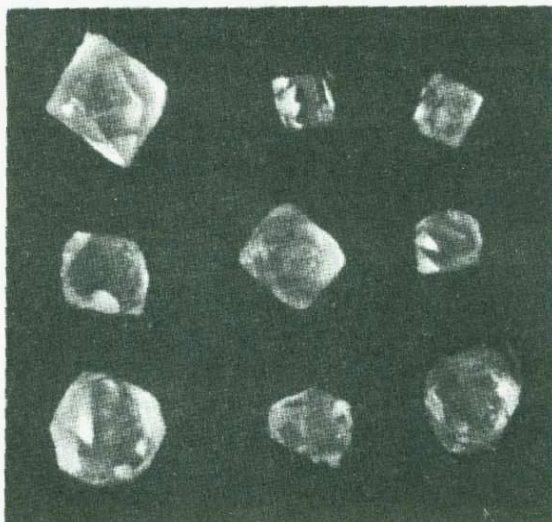
1) глины с массивной текстурой, твердые камнеподобные, с раковистым изломом, светло-серые, голубовато- и зеленовато-серые, при наличии большой примеси кварцевых зерен глины становятся более хрупкими, сланцеватыми и распадаются на мелкую щебенку;

2) глины с массивной и часто тонкослойной текстурой, менее твердые, чем первые, иногда полупластичные, темно-серой и буровато-серой окраски вследствие примеси тонкодисперсного органического вещества;

3) глины с брекчиевидной макро- и микротекстурой, полупластичные и пластичные, темно-серой окраски.

Эти разновидности закономерно распределены по разрезу - первая приурочена к нижней части залежей, вторая - к верхней, а третья - встречается спорадически в самых верхах залежей под восковидными глинами.

Во всех выделенных разновидностях глин может присутствовать то или иное количество песчаного или алевритового материала, а также примеси окислов железа, окрашивающие их в различные цвета. Выделенные разновидности глин характеризуются определенными микротекстурами, среди которых наиболее развиты ориентированная, ооидная, слоистая и орехчевая. В залежах на Бельском месторождении широко распространены глины со своеобразными оолитовыми и оолитоподобными макро- и микротекстурами. Изредка встречаются глины с бобовой микротекстурой.



Фиг. 57. Дипирамидальные кристаллы кварца, отобранные из каолиновой глины. Увел. 35

Одной из специфических особенностей каолинистых глин описываемых месторождений является их твердость или "сухарность", которая ранее (Чернов, Белостоцкая, 1956) связывалась с цементацией глинистых частиц гелем кремнезема.

Обычно физические свойства глинистых пород находятся в прямой зависимости от глубины погружения. Для каолинистых глин Бельского месторождения общая пористость колеблется от 11 до 21%, а коэффициент пористости - от 0,13 до 0,27. Эти цифры отвечают глубинам от 600 до 2000 м. Однако, судя по геологической обстановке, глины никогда не погружались на глубины более нескольких первых сотен метров. Следовательно, низкая пористость глин обусловлена не только уплотнением, но и дополнительным фактором - вторичной перекристаллизацией и цементацией. В настоящее время глины выходят на поверхность или перекрыты толщей пород мощностью до 100-150 м. Размыв толщи вышележащих осадков привел к разуплотнению глин, которое выразилось в образовании трещин, расположенных согласно плоскости напластованию и под различными углами к ней. Эти трещины разбивают глины на блоки размером до нескольких десятков сантиметров.

Для относительной оценки твердости или "сухарности" глин был применен прибор Шора (Беликов и др., 1964). Определение твердости проводилось на воздушно-сухих образцах почти мономинеральных глин, отобранных из карьеров, шурфов и скважин. Эти образцы различались по степени упорядоченности слагающего их каолинита, как было установлено на основании рентгенограмм и дифрактограмм.

Твердость одновременно определялась на двух плоскостях каждого образца, причем одна плоскость соответствовала плоскости слоистости или сланцеватости, а другая располагалась перпендикулярно ей. На каждой плоскости производилось от 20 до 30 определений и вычислялась среднеарифметическая твердость. Результаты и отношения твердостей приведены в табл. 49.

Таблица 49

Твердость каолинистых глин Трошковского и Бельского месторождений

Хорошо упорядоченные каолиниты					Плохо упорядоченные каолиниты				
№ п/п	Номер образца	$T_1$	$T_2$	$T_2/T_1$	№ п/п	Номер образца	$T_1$	$T_2$	$T_2/T_1$
1	318	37,1	37,1	1,0	7	5	21,8	27,3	0,86
2	316	36,0	32,6	0,9	8	1011	31,7	23,5	0,74
3	1013	35,3	35,0	0,99	9	337	31,0	23,0	0,77
4	1136	35,0	31,4	0,9	10	1017	30,9	-	-
5	328	-	27,4	-	11	1142	29,1	28,0	0,95
6	1	32,2	-	-	12	339	29,1	-	-

$T_1$  и  $T_2$  - твердости по Шору:  $T_1$  - на плоскости слоистости;  $T_2$  - на плоскости, перпендикулярной плоскости слоистости.

Результаты определений показали, что по мере возрастания упорядоченности каолинита, во-первых, увеличивается твердость глин от 29 до 37; во-вторых, увеличивается отношение твердости на плоскости, перпендикулярной слоистости, к твердости на плоскости параллельной слоистости от 0,75 до 1,0; в-третьих, увеличивается водоустойчивость глин. Глины, имеющие минимальные прочностные характеристики, в воде распадаются на агрегаты размером от долей миллиметра и менее (причем неоднократно высушивание и замачивание приводит к дальнейшему увеличению количества тонких фракций), тогда как наиболее прочные глины (сложенные каолинитом) не распадаются в воде длительное время.

Отмеченные зависимости характеризуют только наиболее чистые образцы каолиновых глин, и они явно обусловлены перекристаллизацией каолиновых частиц. Присутствие небольших количеств монтмориллонита снижает, а наличие шамозита повышает твердость каолиновых глин.

### Генезис месторождений каолиновых глин

Генезис месторождений каолиновых глин Ангаро-Бельского района неоднократно обсуждался в печати (Коровин, 1921; Жемчужников, 1926; Одинцов, 1938, 1945; Яржемский, 1938; Никулина, 1957; Шербаков, 1958; Бессолицын, 1963; и др.).

Сущность всех высказываний можно свести к трем основным гипотезам генезиса глин:

а) осадочно-диагенетическое происхождение глин (Коровин, 1921; Одинцов, 1938; Никулина, 1957; и др.);

б) образование глин как остаточного и переотложенного продукта выветривания карбонатно-мергелистых кембрийских пород (Жемчужников, 1926; Шербаков, 1958; Бессолицын, 1963; и др.);

в) образование глин как переотложенного продукта выветривания юрских песчаников (Яржемский, 1938).

Осадочное происхождение каолиновых глин не вызывало сомнения еще у М.К.Коровина (1921), который писал: "Во впадинах и котловинах юрского озерного ложа происходило предпочтительное накопление тончайшего обломочного материала, давшего аргиллиты...". Эта гипотеза осадочного происхождения получила дальнейшее развитие в работах М.М.Одинцова (1938), считавшего, что обломочный материал, отложившийся в озерах и болотах, образовался в результате разрушения кристаллических пород гранит-пегматитового ряда и состоял из ила, алевролита и песка. В дальнейшем на дне водоема этот материал подвергался химической переработке, распадался на молекулярные и коллоидальные фазы, а затем происходила коагуляция алюмосиликатного геля в глинистые минералы. Следует отметить, что подобное объяснение образования основной массы глинистых минералов трюшковских глин путем кристаллизации из коллоидных растворов приводится в статье Л.Н.Никулиной (1957).

Особенную поддержку и дальнейшее развитие гипотеза М.М.Одинцова получила в работе С.А.Кашика (1965 г.), который прямо указы-

вает, что залежи каолинистых глин в центральной части Иркутского бассейна первоначально представляли собой аллювий аркозового состава и являлись его производными или диагенетически переработанным аллювием.

О ведущей роли диагенетических процессов в образовании каолинистых глин пишут также А.В.Ильюхина и С.А.Кашик (1967): "В своих представлениях о генезисе высокоглиноземистых аргиллитов и каолинитов Ангаро-Бельского водораздела мы следуем гипотезе осадочного происхождения. Приносимый в юрские бассейны материал глинисто-аркозового состава в новых физико-химических условиях при очень медленной скорости накопления осадков проходил стадию диагенетической переработки, приведшую в ряде случаев к формированию мономинеральных глин" (стр. 221).

Согласно второй гипотезе, предложенной Ю.А.Жемчужниковым (1926) и поддержанной В.Н.Щербаковым (1958), каолинистые глины представляют собой остаточный продукт выщелачивания кембрийских карбонатных пород. По Ю.А.Жемчужникову (1926), кембрийские известняки в юрское время покрываются озерами и болотами и "... катагенные процессы ведут... к явлениям доломитизации и окремнения толщи нижележащих известняков и каолинизации ее верхних слоев..." В.Н.Щербаков (1958) также считал, что исходный материал для образования глин был местным и представлял собой мергелистые разности карбонатной толщи кембрия, а сами залежи глин - остатки неразмытой коры выветривания, имеющей намного более древний возраст, чем лежащие выше угленосные отложения. Эта гипотеза генезиса глин как остаточной или переотложенной коры выветривания подстилающих кембрийских карбонатных пород приводится и в более поздних работах (Бессолицын, 1963; Бессолицын, Файнштейн, 1963).

Согласно третьей гипотезе, предложенной Я.Я.Яржемским (1938), юрские аркозовые песчаники в результате выветривания каолинизировались и давали глинистый материал, который отлагался во впадинах на поверхности карбонатных пород.

Не вдаваясь в детальный разбор приведенных гипотез, отметим только их одну общую особенность, а именно, во всех случаях образование глин связывается с местной переработкой какого-либо местного материала (либо аркозового, либо мергелисто-карбонатного).

Как было показано в главе II, на территории Иркутского амфитеатра в эпоху, предшествующую накоплению юрских осадков, была сформирована мощная кора выветривания: на гранитах и родственных им по составу породах образовались мощные залежи каолинов. На фиг. 58 схематично показано распределение основных минеральных типов этой нижнемезозойской коры выветривания. Здесь видно, что каолиновые продукты коры выветривания могли покрывать почти полностью территорию Саяно-Байкальской складчатой области, где выветриванию подвергались породы преимущественно гранитного состава. Если учесть, что мощности первичных каолинов измерялись десятками (если не сотнями) метров, то именно в этой коре выветривания можно видеть почти неисчерпаемый источник каолинистого материала для формирования крупных залежей осадочных глин.

Фиг. 58. Схема распределения основных минеральных типов нижнемезозойской коры выветривания в южной части Иркутского амфитеатра

1 – каолиновый, в районах преимущественного развития докембрийских изверженных и метаморфических пород гранитного состава; 2 – смешанный кварцево-карбонатный, в районах преимущественного развития терригенно-карбонатных пород верхнего протерозоя, нижнего и верхнего кембрия и ордовика; 3 – кремнисто-карбонатный, в районах преимущественного развития сульфатно-карбонатных пород нижнего и среднего кембрия; 4 – монтмориллонит-каолинит-гетитовый, в районах развития траппов нижнего триаса; 5 – граница распространения юрских отложений; 6 – граница распространения залежей каолиновых глин месторождений Ангаро-Бельского района



Сопоставление каолинистов коры выветривания и нижнеюрских осадочных глин показывает, что первые обычно представлены хорошо упорядоченной разновидностью, тогда как в последних преобладает менее упорядоченный каолинит. Хорошо упорядоченный каолинит в осадочных глинах образуется только локально уже в результате постседиментационных процессов. Эти факты подтверждают установленный ранее другими авторами (Викулова, Звягин, 1965; Шутов и др., 1966) переход упорядоченной структуры каолинита при транспортировке его из коры выветривания в бассейны седиментации в разупорядоченную структуру.

При характеристике осадков заларинской свиты в главе I мы выделили базальную толщу подконгломератовых осадков, к которой отнесли каолинистые глины и другие породы мономиктового и олигомиктового состава (так называемая "трошковская свита" — по Файнштейну и Виниченко, 1965). Возможно, что присутствие в этой толще по периферии Иркутского бассейна более грубозернистых песчаных осадков, а в центральной части — более тонкозернистых (каолинистых) глин указывает на закономерную латеральную смену фаций в едином бассейне седиментации.

Нет сомнения в том, что существование нижнемезозойской коры выветривания нашло свое отражение также в минеральном составе более поздних, по отношению к каолинистым глинам, осадках. Так, М.М.Одинцова (1965) указывает, что базальные горизонты юрских осадков повсеместно на Сибирской платформе обогащены продуктами переотложения коры выветривания. Кроме того, литологи, изучавшие юрские отложения Иркутского бассейна, установили (Копорулин, 1966; и др.), что сверху вниз по разрезу в песчаниках увеличивается содержание каолинита, степень выветрелости полевых шпатов и, наоборот, в более верхних юрских отложениях состав песчано-глинистых пород становится все более полимиктовым. В.И.Копорулин (1966) считает, что в течение юрского осадконакопления сначала размывались палеозойские осадочные породы, давшие более олигомиктовый материал, а впоследствии материал поступал из областей развития изверженных и метаморфических пород, что обусловило более полимиктовый состав верхних горизонтов юрской толщи.

Однако, на наш взгляд, эти вариации объясняются тем, что по мере размыва коры выветривания вскрывались ее более глубокие горизонты и материнские породы и, следовательно, в осадках постепенно уменьшалось количество продуктов выветривания и возрастало количество неветрелого материала.

Приуроченность месторождений каолинистых глин к областям развития карбонатных пород представляет собой не только частную, но и общую проблему. Действительно, многие месторождения каолинистых глин мира залегают на поверхности карбонатных пород. В качестве примера можно привести ряд месторождений каолинистых глин каменноугольного возраста в европейской части СССР — месторождения Боровичского-Любытинского района (Гончаров, 1952) и другие и в США (Бейтс, 1965, стр. 210-215).

Исходя из разрезов Бельского и Трошковского месторождений, залежи каолинистых глин обычно приурочены к пониженным участкам древней поверхности размытой коры выветривания карбонатных пород.

Эти депрессии, несомненно, возникли в результате карстообразования как одной из форм проявления выветривания карбонатных пород. Очевидно, именно эти карстовые депрессии играли роль своеобразных ловушек тонкодисперсного глинистого материала точно так же, как это было показано Г.И.Бушинским (1964) для карстовых бокситов.

Каолинитовые глины Трошковского и Бельского месторождений слагают обширные прерывистые залежи непостоянной мощности (от 2-3 до 20 м) на коре выветривания карбонатных пород ангарской свиты кембрия и продуктах переотложения этой коры - кремневой брекчии. Анализ разрезов и гипсометрических карт подошвы продуктивного горизонта показывает, что наибольшие мощности приурочены к депрессиям на поверхности коры выветривания карбонатных пород, очевидно, представляющим карстовые образования.

Каолинитовые глины представляют собой осадки фации относительно большого озера или системы озер, причем они часто постепенно сменяются сверху болотными осадками - торфяниками, превращенными в пласты каменных углей, которые в свою очередь перекрываются аллювиально-озерными песчано-глинистыми и болотными осадками (черемховская свита). О накоплении каолинитового осадка в озерных условиях свидетельствуют редкая тонкая горизонтальная слоистость и довольно низкие содержания органического углерода (десятые доли процента).

Вопрос о происхождении кремневой щебенки, повсеместно присутствующей в нижних частях горизонта огнеупорных глин и подстилающей ее кремнево-глинистой брекчии, тесно связан с происхождением всей глинистой толщи. Одни исследователи (Коровин, 1921; Одинцов, 1938) считали, что все кремнистые образования возникли одновременно с осадением глинистого и другого материала в результате коагуляции из раствора геля кремнезема. Другие исследователи (Жемчужников, 1926; Шербаков, 1959) рассматривали кремневую щебенку как остаточный продукт выщелачивания частично окремненных карбонатных пород. Однако, принимая такое происхождение кремневого щебня, они приписывали аналогичное происхождение всей глинистой толще в целом.

Действительно, на первый взгляд, тесная ассоциация крупнообломочного материала, каким является кремневая щебенка, и чрезвычайно тонкодисперсного глинистого материала противоречит законам осадочной дифференциации и свидетельствует в пользу образования этих пород на месте. Однако часто при поверхностном осмотре, например стенки карьера, отчетливо выделяются лишь чистые глины и кремнево-глинистая брекчия. Более детальный же просмотр этих чистых глин позволяет выделить в них разновидности со значительной примесью песчаных и алевритовых зерен. Алевритовые и даже песчаные зерна плохо заметны макроскопически среди глинистой массы, и поэтому порода, состоящая на 80% из алевритовых зерен, может быть ошибочно отнесена к глине. Кроме того, кремневая щебенка и разнородный глинистый и песчаный материал, оставшиеся после выщелачивания (выветривания) карбонатных пород, подвергались неоднократному перемыву и в залежах глин, содержащих кремневую щебенку, количество

последней убывает снизу вверх по разрезу. Кремневая щебенка по составу и строению аналогична кремневым образованиям из подстилающих пород. В тех случаях, если щебенка, залегающая в глинах, имеет слоистую текстуру, то края щебенки секут эту слоистость, которая обычно расположена несогласно со слоистостью вмещающих глин. Морфология, строение и условия залегания щебенки в глинах указывают со всей очевидностью на ее аллохтонное происхождение.

Воды бассейна седиментации глинистых осадков, представлявшего собой, по-видимому, единое озеро или систему озер и покоившиеся на поверхности коры выветривания сульфатно-карбонатных пород кембрия, очевидно, были довольно богаты щелочноземельными ионами. Можно предполагать поэтому, что повышенная щелочность вод способствовала коагуляции и более быстрому осаждению привносимой тонкодисперсной каолинитовой взвеси.

Нижнеюрские каолинитовые глины, судя по их физическим свойствам, а также по тесной ассоциации с каменными длиннопламенными углями, в своей эволюции достигли этапа раннего катагенеза по классификации Н.В.Логвиненко (1968).

На основании минералого-петрографических (табл. 50) исследований глины выделяется ряд последовательных стадий: седиментогенез и диагенез (по классификации Страхова, 1962) и ранний катагенез (по классификации Логвиненко, 1968).

Очевидно, восстановительная обстановка существовала уже на самых ранних стадиях диагенеза, что способствовало осаждению закисного железа в виде сферических пирит-мельниковитовых и других сульфидных конкреций.

Таблица 50

Постседиментационные процессы в нижнеюрских каолинитовых глинах

Стадия	Осадкообразование	Диагенез и ранний катагенез
Эволюция осадка и главные процессы	Первичный осадок →	Пластичные глины → Твердые глины Уплотнение (образование ориентированных текстур) Перекристаллизация каолинита и цементация глин
Эволюция минералов	Каолинит плохо-упорядоченный →	Каолинит хорошо упорядоченный
	Окислы железа → Пирит, мельниковит, марказит (?) →	Шамозит + (каолинит) (в условиях дефицита S и орг.)

Сравнение химических анализов каолиновых глин показывает, что содержание железа ( $FeO + Fe_2O_3$ ) колеблется от десятых долей до нескольких процентов. Эти различия объясняются не только разнородностью первичного осадка, но и тем, что в ходе осадконакопления в разных участках бассейна железо мигрировало в различной степени. Рассматривая условия образования белых глин и бокситов, Г.И. Бушинский (1956) показал, что отбеливание глины или их освобождение от железа может происходить в раннем диагенезе путем диффузии закисного железа из ила в воду.

В дальнейшем частицы плохо упорядоченного каолинита подвергались перекристаллизации в более упорядоченный каолинит, что привело к локальной цементации глин и образованию водоустойчивых агрегатов. На возможность такой перекристаллизации указывает наличие диагенетических каолинит-шамозитовых псевдоморфоз, в которых каолинит более упорядочен, чем каолинит вмещающей массы. Природа "сухарности" или твердости глин в значительной степени обусловлена этой вторичной перекристаллизацией каолинита и срастанием отдельных частиц минералов в прочный водоустойчивый агрегат.

Результаты исследований каолинит-шамозитовых агрегатов (Чекин, 1972) позволяют сделать вывод о возникновении шамозита в процессе диагенеза (или катагенеза) в результате замещения сульфидов железа. В реликтах пирита из псевдоморфоз отмечался сидерит в виде ядер и включений.

Установленная последовательность противоречит общепринятому ряду аутигенно-минералогических форм железа: лептохлориты → карбонаты → сульфиды железа. В частности, для шамозитовых оолитов отмечается, что "...пирит, согласно показаниям всех исследователей, является наиболее поздним минералом..." (Страхов, 1960, т. II, стр. 444).

Решающую роль в замещении сульфидов железа шамозитом, очевидно, сыграло увеличение концентраций кремнезема и глинозема и снижение концентрации сульфидной серы в поровых растворах в позднем диагенезе.

Общий ход диагенетических превращений изученных конкреций представляется следующим. Первыми в глинистом осадке кристаллизовались сульфиды железа в виде нормальных и расщепленных кристаллов и сферолитовых и других агрегатов за счет железа, в той или иной форме приносимого вместе с глинистым материалом и серы сульфатных ионов, которые содержались в водах бассейна седиментации. При наличии сульфатных ионов в довольно больших количествах можно предполагать на том основании, что дном бассейна служила размытая поверхность коры выветривания по сульфатно-карбонатным породам кембрия. Известно (Karlan et al., 1963), что большая часть сульфидов образуется на поверхности раздела осадка и воды и ниже этой поверхности за счет серы сульфатов в водах бассейна седиментации.

В более глубоких горизонтах осадка, по мере понижения окислительно-восстановительного потенциала, уменьшения концентрации серы и наряду с этим повышения в иловых водах концентрации растворенных кремнезема (и, вероятно, глинозема), сульфиды железа становились

неустойчивыми и растворялись с одновременным замещением их шамозитом и каолинитом, но уже более упорядоченного по своей структуре, чем каолинит вмещающей массы. Шамозит образовывался преимущественно в тех участках сульфидных конкреций, которые изначально содержали примесь глинистых минералов (каолинита), захваченных в процессе роста кристаллов и агрегатов сульфидных минералов. Об этом свидетельствуют соотношения реликтов пирита с зонами каолинита и шамозита в кубических конкрециях, сходство в строении пирит-мельниковитовых конкреций и каолинит-шамозитовых псевдоморфоз, обогащение шамозитом участков конкреций со сферолитовой или радиальнолучистой структурой и подавляющее развитие шамозита в периферических частях конкреций. В таких "загрязненных" участках сульфидных конкреций шамозит образовывался наиболее легко. Эти данные указывают на принципиальную возможность образования шамозитовых оолитовых руд путем замещения шамозитом конкреций сульфидов в стадию диагенеза.

Во многих районах Иркутского амфитеатра в Западном Прибайкалье, в Восточном Саяне и Иркутском бассейне сохранились реликты мощной коры выветривания. Все изученные проявления коры выветривания развиты на породах древнее юры – на нижнетриасовых траппах, на осадочных карбонатных и терригенных породах кембрия, ордовика и верхнего протерозоя и на алюмосиликатных изверженных и метаморфических породах протерозоя и архея. Наиболее вероятный возраст коры выветривания заключен в стратиграфическом интервале от нижнего триаса до среднего лейаса. Кора выветривания этого возраста, известная под названием нижнемезозойской, широко развита во многих районах СССР – в Западно-Сибирской низменности, в Казахстане, на Урале, на Украине и других районах.

Кора выветривания плащеобразно покрывала все породы, выходящие на дневную поверхность, причем морфология, мощность и сохранность выветрелых пород контролировались их положением в структуре амфитеатра.

В начале юрского времени после формирования коры выветривания произошла глубокая структурная перестройка Сибирской платформы, приведшая к заложению крупных депрессий и воздыманию складчатых сооружений Саяно-Байкальской дуги. В результате этих подвижек наилучшие условия для сохранения нижнемезозойской коры выветривания были созданы в Иркутском бассейне, Ангаро-Вилуйской и других впадинах, где кора выветривания была почти сразу же захоронена под покровом юрских осадков. Наоборот, в участках поднятий – на территории Саяно-Байкальской дуги – условия сохранности коры выветривания были худшими: почти полностью она была размыта и сохранилась лишь в виде реликтов коры линейного типа.

Кора выветривания на всех породах имеет четко выраженное зональное строение, при этом состав промежуточных и конечных продуктов выветривания определяется составом материнских пород. На территории Саяно-Байкальской дуги, где преимущественно распространены гранитные породы, конечные продукты выветривания были представлены каолинами, а на территории Иркутского бассейна на сульфатно-карбонатных породах кембрия они были представлены кремнистыми породами и доломитовой мукой. В коре выветривания алюмосиликатных и силикатных пород конечные продукты выветривания представлены каолинитом, галлуазитом и гетитом, а промежуточные – монтмориллонитом, нонтронитом, вермикулитом, хлоритами и другими.

Закономерное уменьшение снизу вверх по профилю выветривания количества тетраэдрических и октаэдрических слоев в ячейке глини-

тых минералов позволяет выделить в коре выветривания три общие зоны по структурным особенностям новообразованных глинистых минералов: 1 - зону четырехслойных минералов, 2 - зону трехслойных минералов и 3 - зону двухслойных минералов.

Среди минералов, слагающих кору выветривания, выделяются новообразованные минералы и реликтовые минералы материнских пород. Новообразованные минералы в коре выветривания алюмосиликатных пород представлены преимущественно различными глинистыми минералами и окислами железа (обычно гетитом) и минералами кремнезема.

Преобразование минералов материнских пород происходит путем последовательного замещения минералов неустойчивых в данной зоне устойчивыми, которые в следующей зоне окажутся неустойчивыми и вновь будут замещаться устойчивыми в этой зоне минералами.

В коре выветривания алюмосиликатных и силикатных пород по мере возрастания их основности увеличивается количество вынесенного вещества от 30 (из гранитов) до 60-70% (из основных и ультраосновных). Геохимическое изучение профилей выветривания показывает, что различные элементы характеризуются дифференциальной подвижностью в разных зонах коры выветривания.

Наиболее полно выносятся щелочи и щелочные земли, однако значительные количества магния и кальция фиксируются при образовании четырехслойных минералов в нижних зонах.

По мере возрастания основности материнских пород увеличивается количество вынесенного кремнезема (от 600 мг из 1 см<sup>3</sup> гранитов до 1000 мг и более из 1 см<sup>3</sup> амфиболитов). Соответственно возрастает количество вынесенного глинозема в основном при образовании нижних зон коры выветривания, что обусловлено возникновением здесь минералов, более бедных глиноземом (монтмориллонит и хлорит), чем в конечных продуктах выветривания (галлуазит и каолинит).

Нижнеюрские каолиновые глины месторождений центральной части Иркутского бассейна имеют осадочное происхождение: они образовались в результате размыва и переотложения каолиновых продуктов нижнемезозойской коры выветривания.

С корой выветривания изученного района связан комплекс полезных ископаемых остаточного генезиса: каолины, высококалийный полевой шпат и вермикулит.

- Альтер С.П. Древние поверхности выравнивания и коры выветривания южной части Енисейского кряжа. – Доклады Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 1964, № 7.
- Антипов Г.И. Особенности геоморфологии Приольхонья. – В кн. "Недра Восточной Сибири". Иркутск, 1940.
- Артемьев Б.Н. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края. – Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, сб. секции земледения, 1926, вып. III.
- Бабкова М.С. К вопросу о происхождении кварцевых песков Западного Прибайкалья. – Изв. ВУЗов, Геол. и разв., 1958, № 3.
- Бейтс Р. Геология неметаллических полезных ископаемых. Изд-во "Мир", 1965.
- Бейтс Т.Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах. – В сб. "Вопросы геологии и минералогии бокситов". Изд-во "Мир", 1964.
- Беликов Б.П., Залесский Б.В. и др. Методы исследования физико-механических свойств горных пород. – В кн. "Физико-механические свойства горных пород". Изд-во "Наука", 1964.
- Белов И.В. Общая схема вулканизма юга Восточной Сибири. – В кн. "Геология СССР", т. XVII, ч. 1. Изд-во "Недра", 1962.
- Бессолицын Е.П. Древние коры выветривания Иркутской области. – В сб. "Кора выветривания". Изд-во "Наука", 1963, вып. 5.
- Бессолицын Е.П., Файнштейн Г.Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. – В сб. "Кора выветривания". Изд-во "Наука", 1963, вып. 6.
- Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. Изд-во "Недра", 1969.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. Изд-во "Наука", 1967.
- Борисов В.А. Кварцево-каолиновые образования северной части Рыбинской впадины. – Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып. 2.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во "Наука", 1964.
- Бриндли Г.В. Каолиновые, серпентиновые и родственные им минералы. – В сб. "Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов". Изд-во "Мир", 1965.
- Бриндли Г.В., Накахира М. Реакционная серия каолинит-муллит. – В сб. "Вопросы минералогии глини". ИЛ, 1959.
- Бушинский Г.И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Бушинский Г.И. Карстовые бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфатонакоплении. – Труды МОИП, отд. геогр., 1964, т. XII.
- Викулова М.Ф., Звягин Б.Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. – Сов. геология, 1965, № 5.

- Виниченко Н.Н., Борисов В.А., Кашик С.А., Панаев В.А. Фациальные условия формирования юрских отложений Иркутского угленосного бассейна. - Труды ИЗК СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Волколаков Ф.К., Хлыстов П.А. О наличии гидраргиллита в палеогеновой (?) коре выветривания Тункинской впадины. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1967, вып. XI.
- Геология СССР, т. XVIII, ч. 1, Иркутская область. Изд-во "Недра", 1962.
- Гинзбург И.И. О никеле- и кобальто-меланах. - В сб. "Кора выветривания". Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. - В сб. "Кора выветривания". Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
- Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Глоба В.А., Гордиенко И.В., Шмотов А.П. О гидротермальных проявлениях в юрских отложениях Восточного Саяна. - Сов. геология, 1964, № 12.
- Гончаров В.В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. Металлургиздат, 1952.
- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
- Грим Р.Е. Минералогия глин. ИЛ, 1959.
- Грим Р.Е. Минералогия и практическое использование глин. Изд-во "Мир", 1967.
- Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. Изд-во "Мир", 1967.
- Деев Ю.П. Стратиграфический разрез юрских угленосных отложений Иркутского бассейна. - Труды Междувед. совещания по разработке унифицированной стратиграф. схемы Сибири, 1956. Л., 1957.
- Деев Ю.П. Юрские отложения южной окраины Иркутского амфитеатра. - В кн. "Геология СССР", т. XVIII, ч. 1. Изд-во "Недра", 1962.
- Драгунов В.И., Конилов А.З., Маньковский В.К. Позднококембрийские образования осадочного чехла. - В кн. "Геология Сибирской платформы". Изд-во "Недра", 1966.
- Дриц В.А., Кашаев А.А. О структурных особенностях каолиновых минералов. - Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин. Изд-во АН СССР, 1960.
- Думитрашко Н.В., Олюнин В.Н. Основные вопросы геоформологии Байкальской горной области и Западного Забайкалья. - Материалы Второго геоморфологического совещания, 1959.
- Жемчужников Ю.А. К вопросу о так называемых третичных отложениях в Иркутской губернии. - Изв. геол. ком., 1926, т. 43, № 10.
- Занин Ю.Н. Геология мезозойских и кайнозойских фосфатоносных кор выветривания Алтае-Саянской области и Прибайкалья. - Геология и геофизика, 1967, № 4.
- Зверева Е.А., Гуреев В.Ф. Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. - В сб. "Кора выветривания". Изд-во "Наука", 1963, вып. 6.
- Зверева Е.А., Гуреев В.Ф., Егоров И.Н. Геологическое строение и некоторые вопросы формирования коры выветривания карбонатитового массива Восточной Сибири. - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 57.
- Иванов Б.А. Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна. - Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Ильюхина А.В., Кашик С.А. Вторичные изменения в юрских отложениях юга Сибирской платформы. - В кн. "Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1967.
- Ильюхина А.В., Кашик С.А., Одинцова М.М. Палеогеографический очерк. - В кн. "Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1967.

- Карпышев В.С. Кембрийские отложения Иркутского амфитеатра. - В кн. "Геология СССР", т. XVII ч. 1. Изд-во "Недра", 1962.
- Китайник А.Ф. Новые данные по минералогии среднеюрских отложений в районе Тулуна. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, 1958, вып. 3.
- Козлов И.Т., Шукин В.Н. Кора выветривания на траппах центральной части Сибирской платформы. - Геология и геофизика, 1964, № 2.
- Копорулин В.И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. - Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 160.
- Корина Н.А., Чичагов В.П. Остатки верхнемезозойского рельефа в центральной Забайкалье. - Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тезисы геоморф. совещания. VI пленума. Уфа, 1966.
- Коровин М.К. Черемховский угольный район. - Известия Сибирского отделения геол. ком., 1921, т. II, вып. 4.
- Коротун В.В. О древней коре выветривания пород доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности. - Труды Сиб. НИИ, геол., геофиз. и минер. сырья, 1962, № 26.
- Краснов В.П. Этап раннемезозойской стабилизации позднегерцинского складчатого пояса Центрального Забайкалья. - Вестник научной информации Забайкалья, отд. геогр. об-ва. Чита, 1965, № 3.
- Кудинова Е.А. О древней коре выветривания и перспективах бокситоносности в пределах северо-восточной части Сибирской платформы. - Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1963, вып. 38 (2).
- Ламакин В.В. К геологической истории Прибайкальского пенеплена. - Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1960, № 24.
- Ламакин В.В. О возрасте и условиях образования эрозионного рельефа в Прибайкалье. - Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, 1961, № 26.
- Лисицына Н.А. Некоторые данные по геохимии коры выветривания основных пород гумидной зоны. - Докл. АН СССР, серия геол., 1965, т. 163, № 2.
- Литвинцев Г.Г. Новое крупное месторождение огнеупорных каолиновых глин в Иркутской области. - Разведка и охрана недр, 1965, № 3.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., Изд-во "Наука", 1968.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. Изд-во "Наука", 1964.
- Лурье М.Л., Массайтис В.Л. Верхнепалеозойские-нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации. - В кн. "Геология Сибирской платформы". Изд-во "Недра". М., 1966.
- Мак-Юан Д.М. Монтмориллонитовые минералы. - В кн. "Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов". Изд-во "Мир", 1965.
- Малых В.С. Некоторые черты металлогении центральной области Западного Прибайкалья. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, Иркутск, 1962, вып. 4 (31).
- Маслов В.П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Вост. Сибирь). - Труды ИГН АН СССР, геол. серия, 1940, вып. 15, № 5.
- Мац В.Д. Протерозойские образования Западного Прибайкалья. - В кн. "Геология СССР", т. XVII, ч. 1. Иркутская область. Изд-во "Недра", 1962.
- Меняйлов А.А. Латеритный тип коры выветривания на траппах Сибирской платформы. - В сб. "Латериты". Докл. на Междунар. геол. конг. XXII сессия. Изд-во "Недра", 1964.
- Минералы, т. II, вып. 3, Изд-во "Наука", 1967.
- Михайлов Б.М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. - В сб. "Исследование и использование глин". Изд-во Львовского ун-та, 1958.

- Никитин К.К. Марганцевые манералы коры выветривания Бурьктальского массива ультрабазитов. – В сб. "Кора выветривания". Изд-во АН СССР, 1960, вып. 3.
- Никулина Л.Н. Минералогическое исследование Трошковской глины. – Труды Госуд. н.-и. керам. ин-та, 1957, вып. 1.
- Одинцов М.М. К геологии месторождений каолинов и огнеупорных глин Усольского района Иркутской области. – Сов. геология, 1938, т. 8, № 11.
- Одинцов М.М. Месторождения каолинов Приангарского района Иркутской области и их промышленные перспективы. – Материалы по геологии месторождений нерудных полезных ископаемых Сибири. Иркутск, 1945, вып. 1.
- Одинцов М.М. Общие вопросы геологии юрских отложений южной и центральной частей Сибирской платформы, Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. – Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1957, вып. 14.
- Одинцов М.М. Спорные вопросы геологии юрских отложений юга Восточной Сибири. – Геология и геофизика, 1965, № 8.
- Одинцов М.М., Гугова А.Н., Богдасева Л.И. Стратиграфия. – В кн. "Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1967.
- Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. – Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 10.
- Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангаро-Байкальского водораздела. – Бюлл. МОИП, 1941, т. 19, № 1-2.
- Пальшин Г.Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. Изд-во АН СССР, 1955.
- Панаев В.А., Могулева Т.Т., Наумова Е.И., Прокопьев И.Г. Обазальных слоях в Иркутском угленосном бассейне. – Геология и геофизика, 1967, № 8.
- Пармузин Ю.П. Ландшафтообразующее значение карста Сибири. – Ученые записки МГУ, 1954, вып. 170.
- Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. – Труды ИГН, АН СССР, вып. 95, 1948.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. Изд-во "Недра", 1967.
- Петров В.П., Токмаков П.П. Последовательность выветривания магнезиально-железистых слюд и влияние геохимических условий на выветривание. – В сб. "Каолиновые месторождения и их генезис". Изд-во "Наука", 1968.
- Писарчик Я.К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их нефтегазонасностью и солёностью). Гостоптехиздат, 1963.
- Писемский Г.В., Зверева Е.А. Характер и строение коры выветривания на породах одного щелочного массива в Восточной Сибири. – Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 48.
- Плотникова В.И., Равский Э.И. Юрские отложения юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. – В кн. "Геология СССР", т. XVIII, ч. 1. Изд-во "Недра", 1962.
- Приходько В.П. Палеоген-неогеновые коры выветривания в Еравнинском районе. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, Улан-Удэ, 1967, вып. XI.
- Равский Э.И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазонасность юга Тунгусского бассейна. – Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 22.
- Русько Ю.А. О морфологии нонтронита. – Записки Всес. минер. об-ва, 2-я серия, 1964, ч. 93, вып. 1.

- Рыбаков В.Г. О донегеновой коре выветривания и отложениях неогена Приольхонья и о-ва Ольхон. - В сб. "Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области". Изд-во "Недра", 1964.
- Салоп Л.И. Магматизм Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. - В кн. "Геология СССР", т. XVII, ч. 1. Изд-во "Недра", 1962.
- Синицын В.М. Древние климаты Евразии, ч. II. Мезозой. Изд-во "Наука", 1965.
- Слукин А.Д. Кора выветривания щелочных ультраосновных пород и отложений сланцевой свиты докембрия одного из районов Сибири. - В сб. "Кора выветривания". Изд-во "Наука", 1967, вып. 8.
- Смирнов С.С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья. - Материалы общ. прикл. геологии, 1928, вып. 83.
- Смолин П.П. Киргитейское месторождение маложелезистого талька в Красноярском крае и вопросы генезиса новых промышленно-генетических типов тальковых руд. - Труды Ин-та геол. рудн. мест. петрогр., минерал. и геохим. Изд-во АН СССР, 1961, № 63.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. I, II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тимофеев П.П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Уманец В.Н. Древняя кора выветривания на траппах восточной части Сибирской платформы. - Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 40.
- Файнштейн Г.Х. Осадочные серии юры юго-западной Якутии. - В сб. "Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири". Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1963, вып. 20.
- Файнштейн Г.Х., Виниченко Н.Н. Опыт применения литолого-формационного метода при изучении юрских отложений Иркутского амфитеатра. - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 6.
- Феофилактов Г.А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд и месторождений золота одного из районов Восточного Саяна. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Уде, 1966, вып. X.
- Финько В.И. Геолого-петрографическая характеристика и генезис огнеупорных глин Зейско-Буреинской депрессии. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 26.
- Финько В.И., Самотин Н.Д., Чекин С.С. Преобразование микроклина в каолинит при выветривании. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 7.
- Чекановский А.Л. Геологические исследования в Иркутской губернии. - Записки Вост.-Сиб. отд. Имп. геогр. об-ва, т. XI, Иркутск, 1874.
- Чекин С.С. Минералогия шамозит-каолининовых оолитов из нижнеюрских аргиллитов Бельского месторождения (Иркутская область). - Литология и полезные ископаемые, 1965, № 1.
- Чекин С.С. О нонтроните, содержащем железо в тетраэдрической координации. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.
- Чекин С.С. О находке ископаемых микроорганизмов в некоторых кристаллах каолинита. - Литология и полезные ископаемые, 1967, № 2.
- Чекин С.С. О возрасте коры выветривания Иркутского амфитеатра. Изв. АН СССР, серия геол., 1968<sub>1</sub>, № 6.
- Чекин С.С. О каолинах и дезинтегрированных гранитах о-ва Ольхон. - В сб. "Каолиновые месторождения и их генезис". Изд-во "Наука", 1968<sub>2</sub>.
- Чекин С.С. Необычная последовательность образования минералов железа при диагенезе. - Литология и полезные ископаемые, 1972, № 2.
- Чекин С.С., Самотин Н.Д., Финько В.И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 11.
- Чернов В.А., Белостоцкая Н.С. Специфические черты глин Трошковского месторождения. - Стекло и керамика, 1956, № 12.
- Черский И.Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкала. - Изв. Вост.-Сиб. отдел. Русск. геогр. об-ва, Иркутск, 1880.

- Шутов В.Д., Александрова В.А., Лосиевская С.А. Генетическая интерпретация каолиновой группы в осадочных породах. — В кн. "Физические методы исследования минералов осадочных пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Щербаков В.Н. О генезисе сухарных глин Иркутского бассейна. — Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Яржемский Я.Я. Харгинское месторождение стекольных песков. — Разведка недр., 1937, № 37.
- Яржемский Я.Я. К вопросам генезиса и литологической характеристики разреза у ст. Половина. — Труды Вост.-Сиб. геол. треста, 1938.
- Berry L.G., Thompson R.M. X-ray powder data for ore minerals the peacock Atlas. — Geol. Soc. Am. Mem., 1962, v. 85, p.201 ( см. также: AMST, N 12-717).
- Fleischer M., Faust G.F. Studies on Manganese oxide minerals. VII. Lithiophorite. — Schweizerische Mineral und Petr. Mitt., 1963, Bd. 43, H. 1.
- Foster M.D. Exchangeable magnesium in montmorillonite. — Amer. mineral., 1951, v. 36, p. 717.
- Gad G.M., Barret L.R. Constitution of some Egeution clays. — Miner. mag., 1949, v. 28, p. 587.
- Green-Kelly R. The differential thermal analysis of clays. Chapter V. London, 1957.
- Kaplan I.R., Emery K.O., Rittenberg S.C. The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine Sediments off Southern California. — Geochim. et Cosmochim., Acta, 1963, v. 27, p.297.
- Mackenzie R.C., Bishui B.M. The montmorillonite differential thermal curve. II. Effect of exchangeable cations on the dehydroxylation of normal montmorillonite. — Clay minerals Bull., 1958, v. 3, N 20.
- Mitchell R.S., Meintzer R.E. Lithiophorite from Charlottesville, Virginia. — Amer. mineral., 1967, v. 52, N 9-10.
- Nambu M., Okada K. Lithiophorite from the Miyazaki mine, Miyage Prefecture. — The Journ. of the Japan. ass. of miner. petrology, econom. Geologists, 1963, v. 49, N 5.
- Osthaus B.B. Chemical determination of tetrahedral ions in nontronite and montmorillonite. — Proc. Nat. Conf. on Clays and Clay minerals, 1954.
- Ross C.S., Hendricks S.B. Minerals of the montmorillonite group. — Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 1945, 205 B.
- Takahashi H. The effect of dry grinding on kaolin minerals. 1. Kaolinite. — Bull. Chem. Soc. Japan, 1959, v. 32, N 2.
- Tzuzuki J. Mechanism of the 980°C exotherm of kaolin minerals. — Journ. of Earth Sciences Nagoya university, 1961, v. 9, N 2.
- Wadslay A.D. The Structure of lithiophorite  $(Al, Li) MnO_2(OH)_2$ . — Acta Cryst., 1952, v. 5, p. 676.

ВВЕДЕНИЕ. . . . .	3
Глава I. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА	6
Досреднетриасовый комплекс пород . . . . .	7
Мезокайнозойский комплекс пород. . . . .	11
Глава II. КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ. . . . .	16
Распространение и морфология выветрелых пород. . . . .	16
Геолого-минералогическая характеристика важнейших проявлений коры выветривания. . . . .	18
Остров Ольхон. . . . .	18
Западное Прибайкалье. . . . .	43
Восточный Саян. . . . .	49
Иркутский бассейн. . . . .	50
Минералы коры выветривания на алюмосиликатных породах	58
Монтмориллонит. . . . .	58
Нонтронит. . . . .	65
Каолинит. . . . .	72
Галлуазит . . . . .	75
Литиофорит . . . . .	78
Прочие минералы. . . . .	82
Общая схема зональности коры выветривания . . . . .	85
Геохимия профилей выветривания алюмосиликатных пород. . . . .	87
О возрасте коры выветривания Иркутского амфитеатра. . . . .	100
Глава III. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИН	109
Геолого-минералогическая характеристика основных месторождений. . . . .	109
Минералы каолинистых глин . . . . .	126
Каолинит. . . . .	126
Шамозит и ассоциирующие с ним минералы . . . . .	135
Прочие минералы . . . . .	136
Генезис месторождений каолинистых глин. . . . .	139
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . .	147
ЛИТЕРАТУРА. . . . .	149

Сергей Сергеевич Чекин  
НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ КОРА  
ВЫВЕТРИВАНИЯ  
ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Утверждено к печати Институтом  
геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор Издательства Н.В. Знаменская  
Художественный редактор С.А. Литвак  
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 31/УП-73 г.  
Формат 60 x 90 1/16, Усл.л. 9,875.  
Уч.-изд.л. 10,8 (10,72 + 0,08 вкл.).  
Бумага офсетная № 1. Тираж 550 экз.  
Т-09996. Тип. зак. 519 Цена 1 р. 08 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука" 103717 ГСП  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, 9-я линия, 12.

2

1 р. 08 к.

819



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»